Zitteliana	10	207–244	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär[1])

Von

JOST WIEDMANN, JOACHIM REITNER, THEODOR ENGESER & WOLFGANG SCHWENTKE*)

Mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle

KURZFASSUNG

Im Gegensatz zur Entwicklung des Nordatlantik folgt im Biskaya-Raum auf ein frühes Rift-Stadium in Permotrias und Lias (Redbeds und alkaliner Magmatismus, Evaporit- und ?Schwarzschiefer-Phase) zunächst ein Ruhestadium, das durch geringmächtige epikontinentale Jura-Entwicklung charakterisiert ist. Dafür vollziehen sich die folgenden Etappen der Graben- und Ozeanbildung beschleunigt ab oberstem Jura: 1. Delta-Phase („Wealden") an der Jura/Kreide-Grenze, Karbonatplattform-Phase (Urgon) in Apt und Unteralb, 2. Delta-Phase (Supra-Urgon) mit starker Faziesdiversität (Deltas, Inselplattformen, Turbidite, alkaliner Magmatismus) des Mittel- und Oberalb, Maximaltransgression oder Nivellierungsstadium mit pelagischer Fazies in Cenoman und Turon, 1. Regressions- und Kompressionsphase des Coniac-Campan mit ersten Regressionen, einem Maximum der Faziesdiversität, aber auch silikoklastischer Turbidit-Sedimentation in den Flyschtrögen und schließlich einer 2. Regressions- und Kompressionsphase (Maastricht-Eozän) mit ähnlichen Tendenzen, aber schließlich terminaler Heraushebung und Faltung an der Eozän/Oligozän-Grenze. Beide Regressionsphasen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit Subduktion und schließlich Kollision am S' Biskaya-Rand und in den Pyrenäen. Das Maximum oberkretazischen alkalinen Magmatismus fällt mit der Transgressionsphase zusammen. Dieser phasenhafte Ablauf wird begleitet, kontrolliert oder überlagert von Spreading-Vorgängen in der Biskaya (Alb-Campan), einem globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg (Cenoman/Turon) und Distensions- und schließlich Kompressionsphasen mit jeweils stark ausgeprägtem Salzdiapirismus. Dieser Diapirismus kann die Subsidenztendenzen in Einzeltrögen abwandeln.

Die vorliegende Untersuchung möchte an Hand eines detailliert untersuchten Kontinentalrandes die Regelhaftigkeit von Subsidenzprozessen darstellen, aber auch gleichzeitig die Interaktionen regionaler Prozesse herausarbeiten, wobei auch der Zeitfaktor eine interessante Rolle spielt, um so nicht zuletzt auch generelle Krustenprozesse besser erfassen zu können, die sicher die beobachtete Regelhaftigkeit bedingen. Auf die besonders interessierende Frage der faunistisch/floristischen Respons auf diese Prozesse wird, soweit möglich, eine Antwort versucht.

Als Voraussetzung für diese Untersuchungen ist eine Diskussion der bisherigen plattentektonischen Modelle für die Biskaya-Öffnung erforderlich, denen ein abgewandeltes neues Modell gegenübergestellt wird.

ABSTRACT

In the Basco-Cantabrian region an early rifting stage in the Permo-Triassic and Liassic (with phases of red-bed sedimentation and alkaline magmatism, evaporites and black shales[?]) is followed by a non-tectonic phase during Jurassic time, which is characterized by an epicontinental development with reduced thicknesses. This stands in contrast to the development of the central North Atlantic, where rifting continues.

In the uppermost Jurassic of the Basco-Cantabrian region, subsidence is renewed by increasing distensive tectonics forming graben/horst structures and tilted blocks of the future margin. Now the following stages of facies development and subsidence are to be recognized: A first deltaic phase („Wealden") of Late Jurassic-Early Cretaceous age; an uniform carbonate-platform phase („Urgonian") during Ap-

[1]) Publ. Nr. 122 des Projektbereichs „Fossil-Vergesellschaftungen" im Sonderforschungsbereich 53 („Palökologie").

*) Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1.

tian-Lower Albian; a second deltaic phase („supra-Urgonian") with pronounced facies differenciation (deltas, island platforms, turbidites, alcaline magmatism) of Middle-Upper Albian time; a phase of maximum transgression connected with uniform pelagic facies in the Cenomanian and Turonian (and the maximum of magmatism); a first regressive and compressive tectonic phase during Coniacian-Campanian time and with a maximum of facies diversity (prograding deltas, silicoclastic turbidites) and diapirism; and, finally, a second regressive phase with compressive tectonics (Maastrichtian-Eocene) leading to the final uplift at the Eocene/Oligocene boundary. Both regressive phases are closely related to subduction and collision along the southern Biscay shelf and in the Pyrenees. This multi-phased process is accompanied, controlled or superposed by spreading in the Biscay Ocean (Albian-Campanian), by global eustatic sea level increase (Cenomanian-Turonian) and pronounced salt diapirism. In some basins diapirism clearly modifies the general course of subsidence.

The present paper tries to demonstrate the patterness of subsidence processes, based on the well studied southern Biscay margin. Furthermore, the interactions of regional local noise are to be stressed, the important factor of time is especially considered, in order to obtain a better understanding of general crustal processes leading to the observed patterness. Questions concerning faunal and floral response to these processes are discussed as far as possible. Moreover, these investigations are based on a modified new plate tectonic model for the Biscay Ocean, the Pyrenees and the Iberian Plate.

DANK

Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für eine großzügige Unterstützung dieser Untersuchungen im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 53 „Palökologie". Sie danken Prof. W. Frisch für wertvolle Diskussionen und Dipl.-Geol. H. D. Bergner für zeichnerische Hilfe.

INHALT

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Die bisherigen Bemühungen um eine vergleichende Subsidenzgeschichte an passiven Kontinentalrändern (Wiedmann et al. 1978, 1982b, Jansa & Wiedmann 1982; Wiedmann 1982a, 1982b) bestätigen nicht nur das Vorliegen der beobachteten Phasenhaftigkeit dieses Prozesses, sondern gleichzeitig auch eine weitgehende Unabhängigkeit vom Zeitfaktor. Während die ausgeschiedenen Sedimentations- und Subsidenzphasen des Rifting und Spreading im Nordatlantik, z. B. am marokkanischen Kontinentalrand zumindest das gesamte Mesozoikum in Anspruch nehmen, sind sie an den Rändern des wesentlich jüngeren Südatlantik im wesentlichen auf die Kreide beschränkt.

Im vorliegenden Beitrag konzentriert sich unser Interesse auf den Biskaya-Südrand, also auf ein Randmeer des Nordatlantik, dessen Entwicklung in ihrem zeitlichen Ablauf deutlich von der des Nordatlantik unterschieden ist. Zwar setzt auch hier das frühe Rifting mit den für dieses Stadium kennzeichnenden Redbeds und alkalinem Vulkanismus zeitgleich mit dem zentralen Graben in der Permotrias ein, es folgt auch noch synchron das für die Entwicklung der Schelfe wichtige Evaporit-Stadium des späten Rifting in Obertrias und Lias, dann aber weicht die Entwicklung beider Gebiete deutlich voneinander ab. Während im zentralen Nordatlantik Oberlias und Dogger gekennzeichnet sind durch ein 1. Delta-Stadium, frühe Riff-Sedimentation und einsetzendes Spreading und während die gleichfalls signifikante Karbonatplattform-Phase die Entwicklung im Oberen Jura kennzeichnet, stagniert statt dessen die Evolution der Biskaya während des ge-

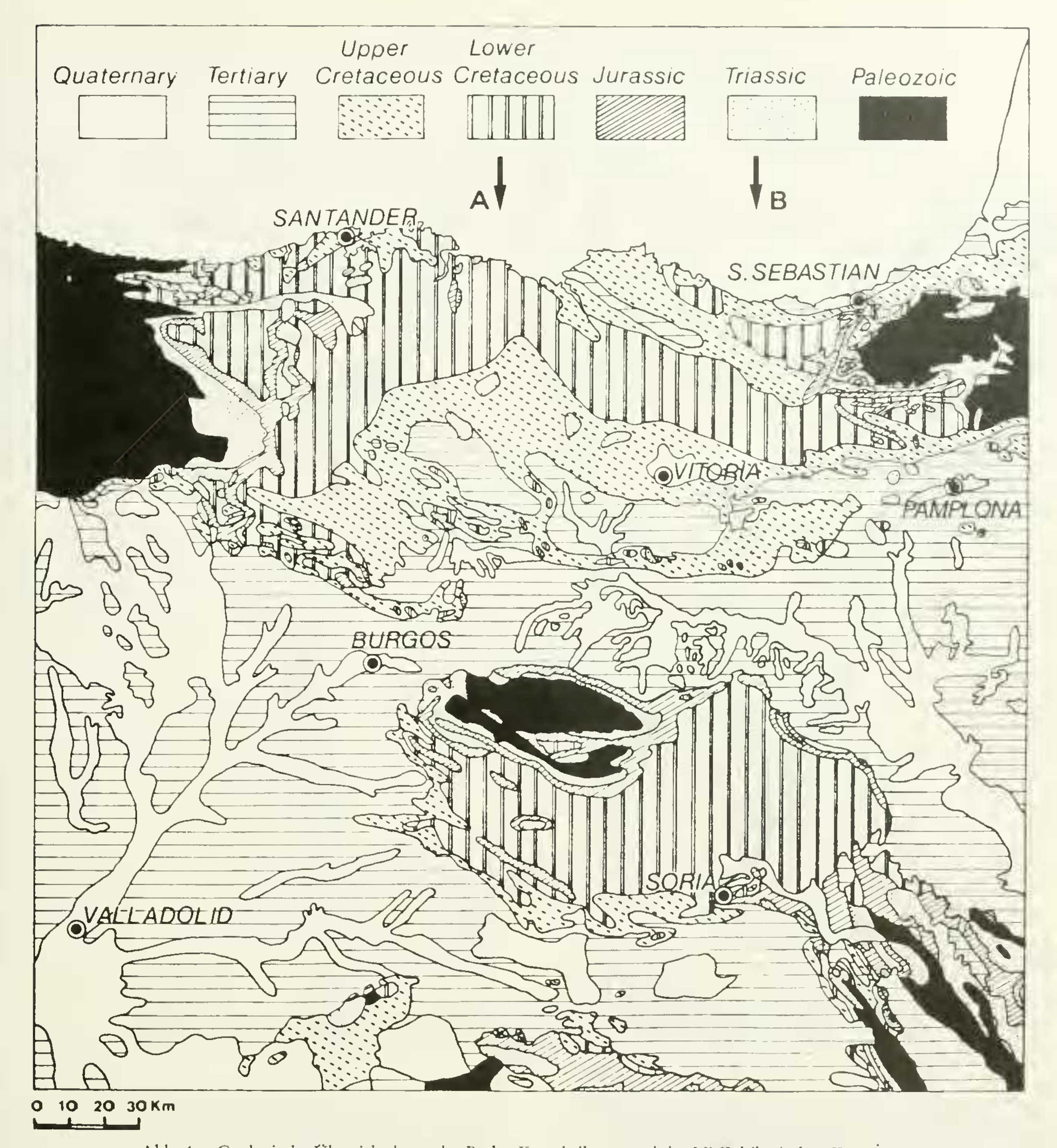


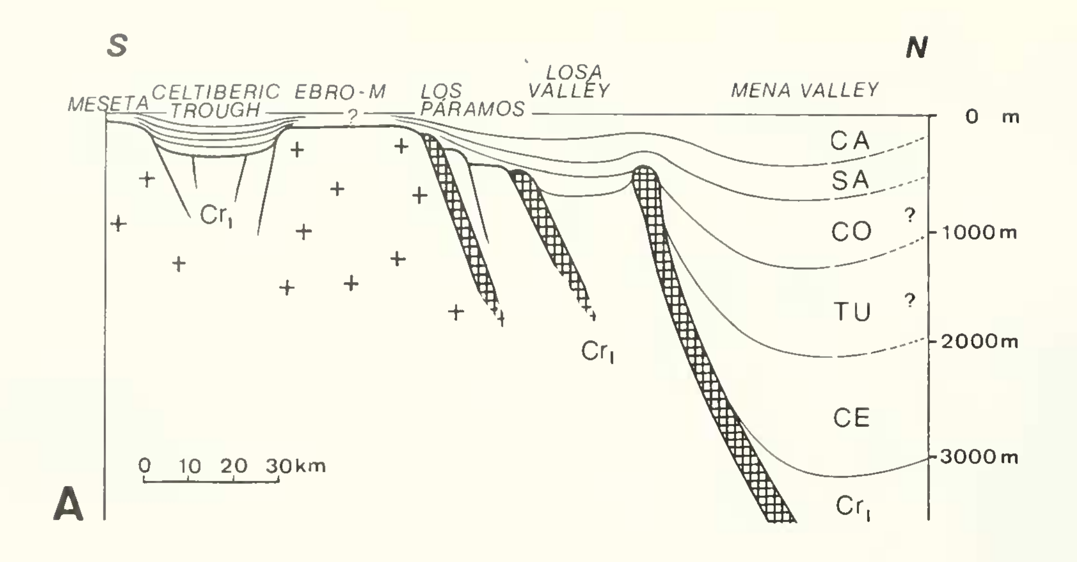
Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Basko-Kantabrikums und der N' Keltiberischen Ketten (aus WIEDMANN 1980).

samten Jura. Flachmarine, epikontinentale Sedimente charakterisieren Oberlias und Dogger in diesem Bereich, aus dem sich das Meer im Oberen Jura weitgehend zurückzieht.

,,Jungkimmerische" Distensionstektonik, beginnende Salzbewegung und verstärkter terrigener Input kennzeichnen die Entwicklung der nordatlantischen Schelfe (JANSA & WIEDMANN 1982) im Grenzbereich Jura/Kreide und führen zur Beendigung einer 2. terminalen Riff-Phase, wie ausgedehnter Karbonat-Sedimentation überhaupt. Zu diesem Zeitpunkt vollzieht sich in der Biskaya die Entwicklung eines Aulakogens, zunächst mit verstärkter Subsidenz im nördlichen Parentis-Becken.

Währenddessen verursachen die gleichen Bewegungen auch am Südrand ein Kippschollen-Mosaik, das sich in der späteren Becken- und Schwellengliederung der Küstenketten immer wieder durchpaust und das zunächst den Sockel für eine mächtige kontinentale, limnische bis brackische terrigene ,,Wealden"-Sedimentation bildet.

An diese 1. Delta-Phase schließt sich bereits im Zeitraum Apt/Unteralb die Karbonatplattform-Phase des Urgon an, die sich nur lokal noch in höheres Alb fortsetzt: ,,Austrische" Distensionstektonik im Grenzbereich Alb/Cenoman beendet schließlich die terminale Riff-Phase auf Kippschollen-Hochs (REITNER 1982) und führt gleichzeitig zu einem ersten deutlichen Salinaraufstieg.



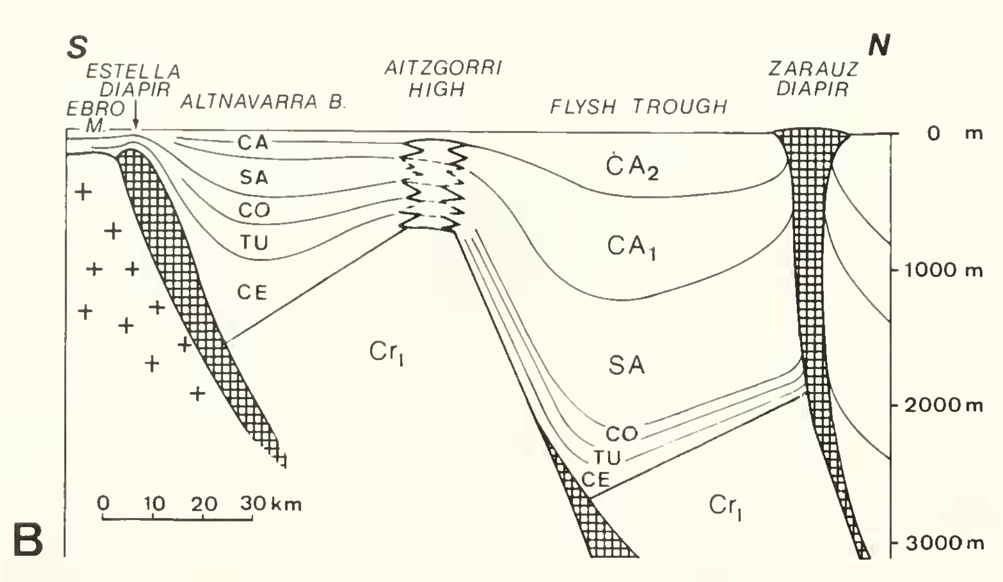


Abb. 2. Querprofile durch das westliche (A) und das östliche (B) basko-kantabrische Becken zur Zeit der Kreide/Tertiär-Grenze. Profillage A, B, s. Abb. 1. Raster: Salz; Cr_1: Unterkreide.

Die 2. Delta-Phase mit ihren mächtigen terrigenen Schüttungen hat auf dem nunmehrigen Biskaya-Südschelf ein Alb-Alter. Mit im Alb gleichfalls einsetzendem Spreading, alkalinem Magmatismus und vor allem mit der nächstfolgenden Phase der Haupttransgression und Faziesnivellierung bzw. -pelagisierung ist bereits im Cenoman der Anschluß an die Entwicklung des zentralen Nordatlantik wiederhergestellt. Die nun folgenden Stadien, gekennzeichnet durch Regressionen, verstärkten Diapirismus, einsetzende Kompressionstektonik, Faziesdiversität bis hin zur endgültigen Heraushebung der Küstenketten durchlaufen beide Bereiche gemeinsam. Auch hier haben wieder überregionale tektonische Events („subherzynische" oder „gosavische", „laramische" und schließlich „pyrenäische" Bewegungen) einen zumindest korrelativen Charakter.

Doch nicht nur im geschilderten heterochronen Verlauf seiner Subsidenzphasen unterscheidet sich der Biskaya-Trog vom Nordatlantik. Ein gewichtiger weiterer Gegensatz besteht in der wenigstens vorübergehenden Entwicklung einer Subduktionszone am Biskaya-Südrand im Grenzbereich Kreide/Tertiär. Hiermit und mit seiner Fortsetzung in das Pyrenäen-Orogen stellt der Biskaya-Südrand mit den Basko-kantabrischen Küstenketten einen Übergang vom passiven zum aktiven Kontinentalrand dar. Diese Faktoren, aber auch die Faziesvielfalt von Sedimenten des ehemaligen Kontinents bis zur Flysch-Sedimentation am Kontinentalrand, bei guten Aufschlußverhältnissen und mit reicher Fossilführung machen die Beschäftigung gerade mit dem basko-kantabrischen Küstenbecken besonders reizvoll.

Hinzu kommt, daß die stratigraphische Kontrolle der untersuchten Schichtfolgen durch eine Vielzahl von Vorarbeiten gewährleistet ist (Wiedmann 1960, 1962a, 1962b, 1964, 1980a; Ramirez del Pozo 1971; Wiedmann & Kauffman 1978). So können wir uns in der vorliegenden Untersuchung darauf beschränken, die sedimentären Großzyklen der basko-kantabrischen Kreide-Entwicklung herauszustellen und

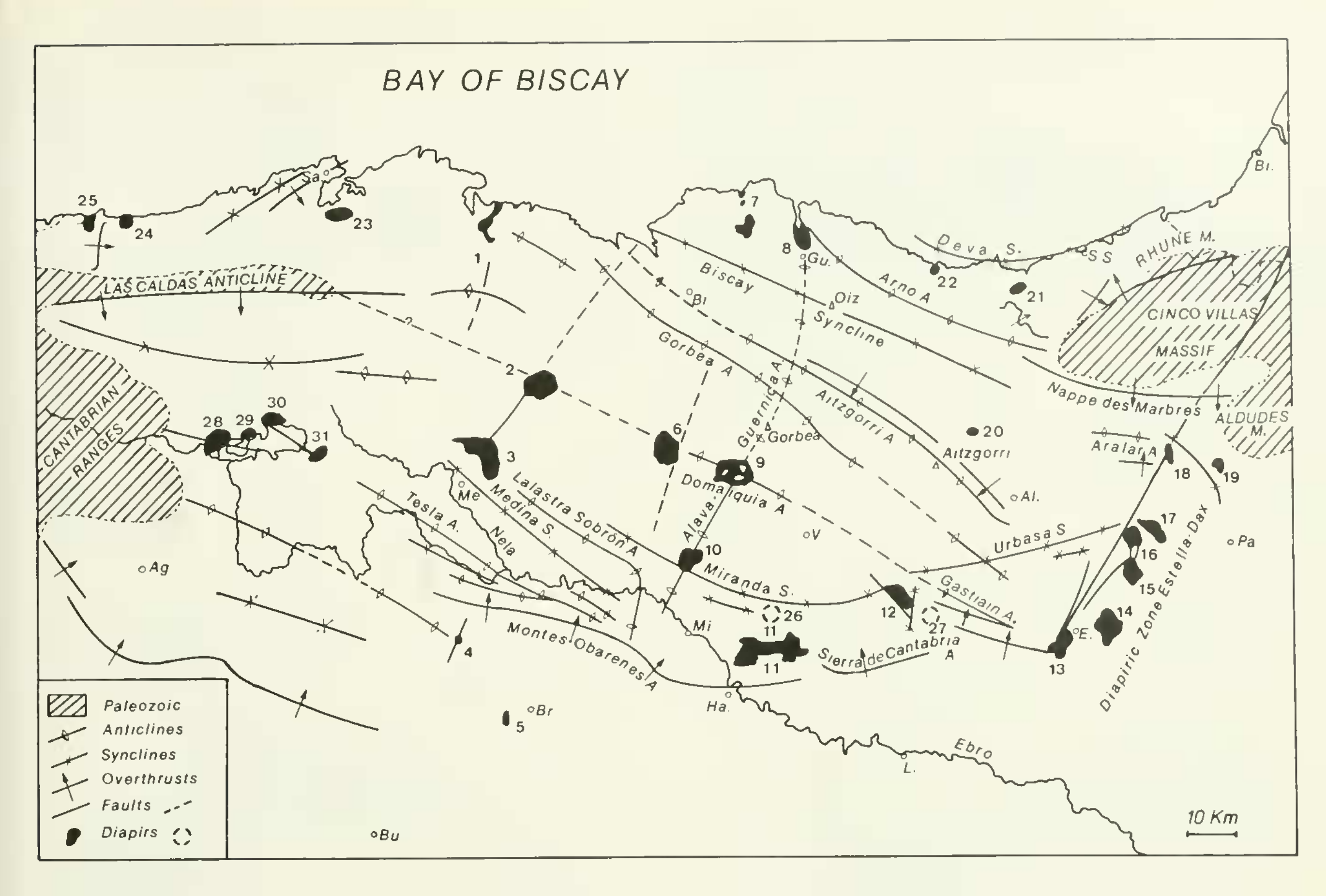


Abb. 3. Diapirismus und großtektonischer Bau der Basko-kantabrischen Ketten (nach WIEDMANN 1980a, GARCIA MONDEJAR 1982).

Diapire von
1. Ramales-Laredo
2. Villasana de Mena
3. Salinas de Rosío
4. Poza de la Sal
5. Salinillas de Bureba
6. Orduña
7. Baquio-Munguia
8. Guernica
9. Murguía
10. Salinas de Añana
11. Peñacerrada
12. Maestu
13. Estella
14. Alloz
15. Salinas de Oro
16. Ulzurrun
17. Atondo
18. Echalecu
19. Olagüe
20. Mutiloa
21. Zarauz
22. Motrico
23. Santander
24. Comillas
25. San Vicente de Barquera
26. Treviño
27. Santa Cruz de Campezo
28. Reinosa
29. La Costana
30. La Población
31. Cilleruelo de Bezana

zu charakterisieren und schließlich mit den postulierten Subsidenzphasen zu vergleichen.

Lage, geologischer Bau und tektonische Großgliederung des basko-kantabrischen Untersuchungsgebiets sind in Abb. 1 wiedergegeben. N-S-orientierte Querschnitte durch den W- und E-Teil dieses Gebiets sind – für das Ende der Kreide – aus Abb. 2 ablesbar. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen (z. B. LOTZE 1955) werden Mächtigkeitsunterschiede und Salzdiapirismus hier mit der Kippschollen-Tektonik des Untergrunds in Verbindung gebracht. Abb. 3 läßt den bestehenden Zusammenhang zwischen Diapirismus und Hauptstörungssystemen bzw. den wesentlichen tektonischen Achsen des Basko-Kantabrikums mühelos erkennen. In Abb. 4 schließlich sind die im folgenden verwandten Lokalnamen zusammengestellt.

Der Fragenkomplex der Subsidenzgeschichte am Biskaya-Rand ist natürlich aufs engste verknüpft mit den Problemen der Geometrie des sich bildenden Biskaya-Ozeans und der Geodynamik der Iberischen Platte. Da diese Probleme noch immer kontrovers diskutiert werden, ist es sinnvoll, vorab die eigene Position zu präzisieren.

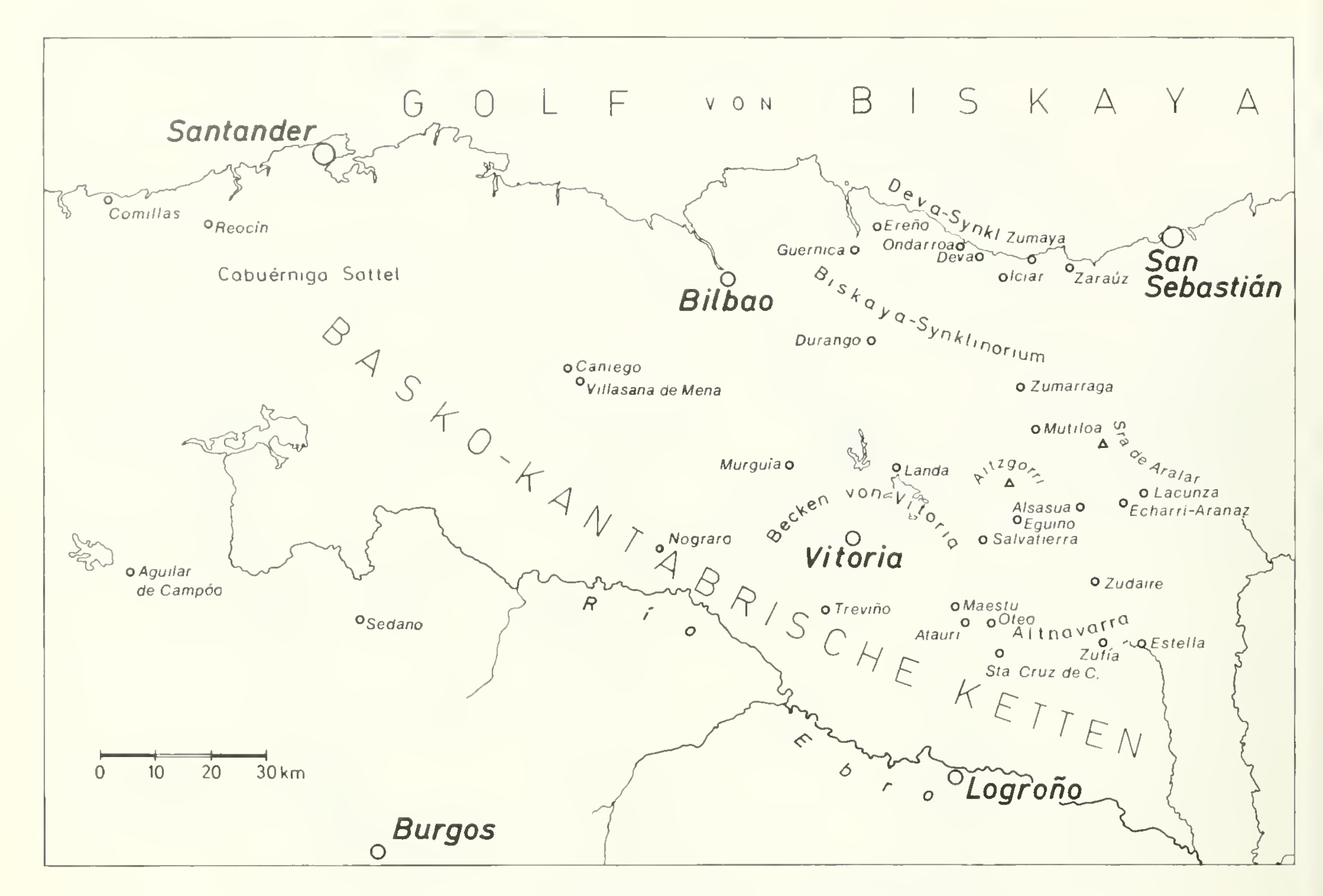


Abb. 4. Orientierungsskizze der benutzten Lokalitätsnamen.

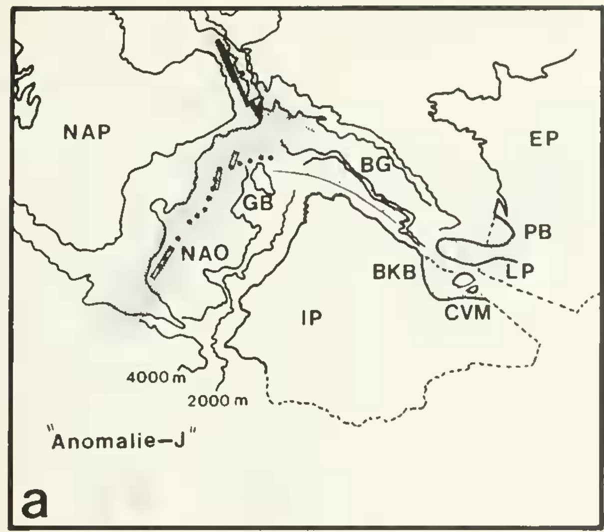
2. GEODYNAMIK DER IBERISCHEN PLATTE WÄHREND KREIDE UND ALTTERTIÄR

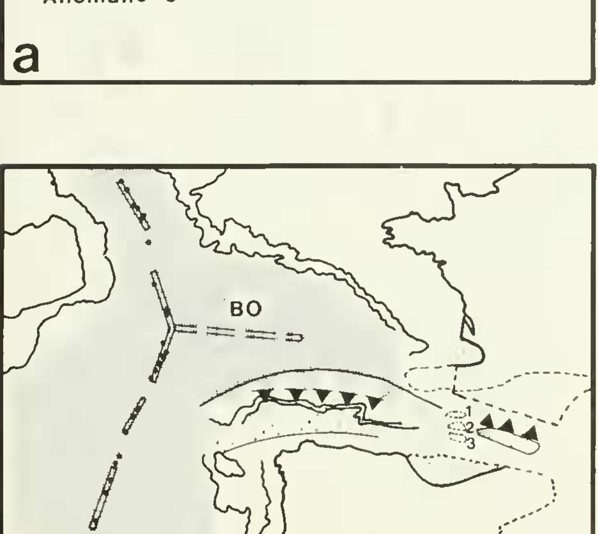
2.1 BISHERIGE ARBEITEN

Grundsätzlich ergeben sich zwei Möglichkeiten, die Paläolage der Iberischen Platte zu bestimmen und hieraus Anhaltspunkte für die Bildungsgeschichte des Biskaya-Ozeans zu gewinnen, nämlich über den ,,Continental Fit" oder über den Fit der Magnetanomalien. Beide Wege wurden eingeschlagen und führten zu unterschiedlichen Ergebnissen, die bis in die Gegenwart kontrovers erörtert werden. Carey (1958), LePichon et al. (1971), Montadert & Winnock (1971), Choukroune et al. (1973), Williams (1975), Choukroune (1976), Ries (1978) und Frisch (1979) benutzten – als Exponenten des Continental Fit – unterschiedliche Isobathen-Linien für ihre Rekonstruktionen. Allerdings hält sich die Grenze kontinentaler Kruste fast nie an bestimmte Isobathen und variiert außerdem von Ozean zu Ozean. Auch lassen diese Modelle keine Lösungen für die komplizierte Entstehungsgeschichte der Pyrenäen erkennen, und schließlich haben Sedimentationsgeschichte und Tektonik bei der Mehrzahl dieser Rekonstruktionen nicht ausreichend Berücksichtigung gefunden. Auf eine ausführliche Diskussion dieser Vorstellungen wird daher hier verzichtet.

Demgegenüber wurden neue Vorstellungen von Kristoffersen (1978) entwickelt und der Fit der Magnetanomalien zur Rekonstruktion der Paläolage der Iberischen Platte benutzt. Ein ähnliches Modell wurde 1979 von Sibuet & Ryan vorgelegt. Während diese beiden Modelle im Detail noch zahlreiche Unschärfen aufweisen – z. B. im Bereich der Pyrenäen –, stellen die jüngeren Modelle von Boillot (1981) und Grimaud et al. (1982) eine wesentliche Weiterentwicklung dar, an die hier unmittelbar angeknüpft werden kann. Da allerdings die Position der Iberischen Platte zur Zeit der ,,J-Anomalie" (Sibuet & Ryan 1979) bei Boillot unberücksichtigt blieb, wird auch auf diese älteren Auffassungen im folgenden einzugehen sein.

Schon hier ist allerdings anzumerken, daß ein wesentlicher Unschärfefaktor beim Magnetanomalien-Fit in der Möglichkeit liegt, in gewissen Grenzen Verschiebungen parallel zu den Magnetanomalien vorzunehmen. Dies ist der Grund für die Rekonstruktion verschiedener Paläolagen trotz Berücksichtigung gleicher Magnetanomalien.





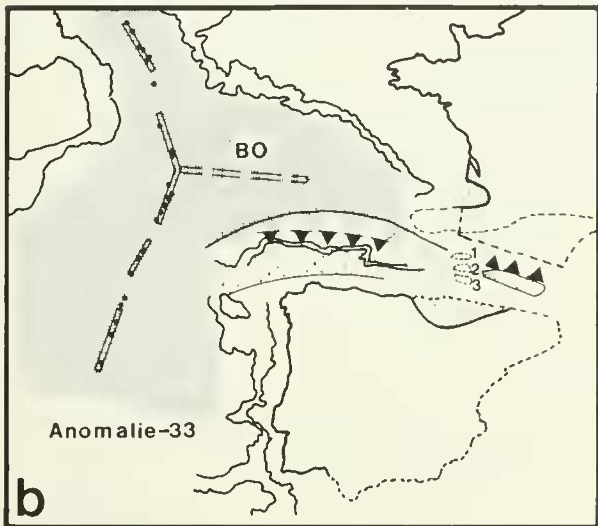


Abb. 5. Drei signifikante Entwicklungsstadien des Biskaya-Ozeans.

a) Vermutete ,,Prä-Drift" Position, ,,Anomalie-J" = Randanomalie von kontinentaler zu ozeanischer Kruste
b) Paläoposition zur Zeit von A-33 mit ersten Kompressionsereignissen
c) Subduktion und Kollision zur Zeit von A-17
(Verändert nach Boillot [1981] und Grimaud et al. [1982]).

NAP: Nord-Amerikanische Platte, EP: Europäische Platte, IP: Iberische Platte, PB: Parentis-Becken, LP: Landes-Plateau, CVM: Cinco Villas-Massive (1: Rhune-Massiv, 2: Cinco Villas-Massiv, 3: Aldudes-Massiv), GB: Galicia-Bank, BO: Biskaya-Ozean, NAO: Nord-Atlantischer-Ozean, BG: Biskaya-Graben, BKB: Basko-kantabrisches Becken, LDB: Le Danois-Bank, ABH: Azoren-Biskaya-Hoch, PO: Pyrenäen-Ozean.

1 ozeanische Kruste
2 ergänzte ozeanische Kruste
3 ,,ausgezogener" Schelf der Iberischen Platte
4 palaeogeographische Ergänzung
Parentis-Becken
Landes-Plateau
Basko-kantabrisches Becken
5 Subduktions- bzw. Kompressionszone
6 Magnetanomalien auf der Iberischen Platte
7 Magnetanomalien auf der Nordamerikanischen Platte
8 Magnetanomalien auf der Nordamerikanischen und Europäischen Platte

2.2 REKONSTRUKTION DER PALÄOLAGE DER IBERISCHEN PLATTE

Sibuet & Ryan (1979) haben als älteste ,,Magnetanomalie" entlang der W-Küste der Iberischen Platte und der E-Küste Neufundlands die sogen. ,,J-Anomalie" verwandt, für die ein Oberapt-Alter angenommen wurde. In Kristoffersen (1978), Montadert et al. (1979a, 1979b) und Naylor & Shannon (1982) ist diese jedoch – im E von Flemish Cap und Orphan Knoll bzw. im W von Porcupine Ridge und Goban Spur – als Ozean/Kontinent-Grenze interpretiert. Dieser Auffassung wird hier gefolgt, da sie durch DSDP-Bohrungen und seismische Profile hinreichend belegt ist (Abb. 5a). Außerdem wird die gleiche Interpretation auch auf die ,,J-Anomalie" vor Spanien und Neufundland übertragen. Damit aber fällt der Zeitpunkt der Trennung der Lithosphärenplatten in die lange Normalperiode der ,,Mid-Cretaceous Magnetic Quiet Zone" (A-34, Unterapt-Obersanton, korrigiertes Alter n. Krumsiek 1982), so daß zur Ermittlung des Spreading-Beginns zwischen Neufundland und Iberischer Halbinsel fazielle Kriterien herangezogen werden müssen. Es kann damit gerechnet werden, daß sich diese Trennung auch auf den Schelfen und ihren Liefergebieten tektono-faziell bemerkbar machte. Ein entsprechend deutlicher sedimentärer Umbruch ist auf den Grand Banks vor Neufundland etwa im Mittelapt erkennbar (Naylor & Shannon 1982), womit sich also ein etwas jüngeres Alter für den Spreading-Beginn ergeben würde. Für diesen Zeitpunkt (Abb. 5a) wird hier eine Paläolage der Iberischen Platte mit der Galicia-Bank im SW von Flemish Cap angenommen. Diese Lage weicht von der von Sibuet & Ryan (1979) postulierten weiter N' Paläolage der Iberischen Platte ab, die den für die Pyrenäen erforderlichen Raum unberücksichtigt läßt. Dies ist von Bedeutung, da die Kruste in den Pyrenäen stark komprimiert ist.

Die Position der Europäischen Platte relativ zur Amerikanischen und Iberischen Platte wird durch die Charlie-Gibbs-Fault im N und die Kontinent/Ozean-Grenze (,,Randanomalie") vor der Goban Spur und Flemish Cap festgelegt. Die entstehende Lücke zwischen Europäischer

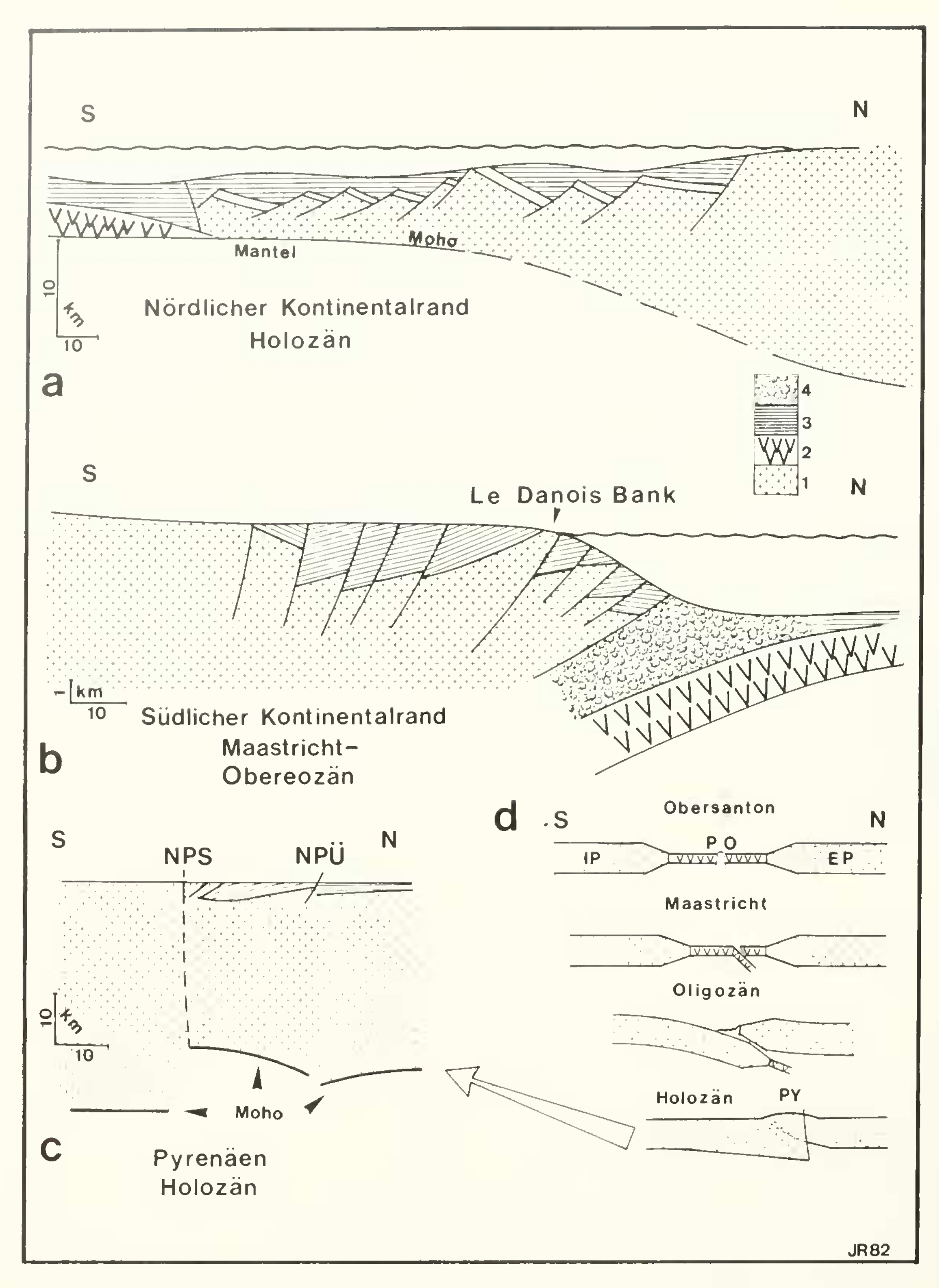


Abb. 6. Kontinentalrandtypen, Krustenstruktur und Subduktion. Kontinentalrand-Typen des Biskaya-Ozeans (a, b)
Krustenstruktur im zentralen Pyrenäenbereich (c)
Subduktions- und Kollisionsschema im Pyrenäenbereich (d)
(a. verändert nach MONTADERT et al. [1979a]
b. verändert nach BOILLOT et al. [1979]
c. verändert nach DAIGNIERES et al. [1981]).
NPS: Nord-Pyrenäen-Störung, NPÜ: Nord-Pyrenäen-Überschiebung, IP: Iberische Platte, EP: Europäische Platte, PY: Pyrenäen. PO: Pyrenäen-Ozean.

1 kontinentale Kruste
2 ozeanische Kruste
3 Sedimente
4 Akkretionskeil

und Iberischer Platte kann im NW durch die Entzerrung des heute stark komprimierten Schelfs geschlossen werden.

Für die endgültige Trennung der Lithosphärenplatten und die Produktion ozeanischer Kruste in der Biskaya gibt es ebenfalls keine direkten Hinweise durch Magnetanomalien. Auch sie fällt in die Quiet Zone der Anomalie 34. Ein Umbruch der Sedimentation ist aber auch hier etwa im Mittelalb erkennbar. Im Bereich der Kippschollen und Halbgräben der Kontinentalränder kommt es zu einer raschen Zunahme der Subsidenz (s. u., Abb. 17) und zu erstem Diapirismus. Heraushebung des Hinterlandes führt gleichzeitig zum Progradieren mächtiger Delta-Systeme und damit ebenfalls zur Beendigung der Karbonatplattform-Entwicklung des Urgo-Apt (s. str.). In den französischen West- und Zentralpyrenäen wird „Wildflysch" sedimentiert bei gleichzeitiger In- und Extrusion alkaliner Magmen.

Aus diesen Beobachtungen wird hier der Spreading-Beginn des E' Biskaya-Ozeans in den Zeitraum Mittel/Oberalb gelegt. Eine ähnliche Datierung wurde bereits von Ries (1978) vorgenommen, während Montadert et al. (1979a, 1979b) für den W' Teil des Biskaya-Ozeans zu einem Oberapt/Unteralb-Alter gelangten. Demgegenüber besteht größere Übereinstimmung bei den bisherigen Versuchen, das Spreading-Ende im Biskaya-Ozean zu datieren. So besteht Übereinstimmung darüber, daß lediglich Anomalie-34 (reversed) in die Biskaya hineinreicht. Für sie wird ein untercampanes Alter angenommen (Alvarez et al. 1978). Da allerdings zwischen den beiden Anomalien noch ein Streifen ozeanischer Kruste liegt, ist das Spreading-Ende mit post-A-34 (reversed) und prä-A-33 (reversed) zu parallelisieren. Dies ergibt etwa Unteres Obercampan. Dieses Alter stimmt wiederum mit den Sedimentationsverhältnissen am Südschelf gut überein. Hier herrschen seit dem Mittelcenoman pelagische Verhältnisse vor, die sich ab Mittelcampan grundlegend ändern. Auf dem Nordschelf setzt die Sedimentation nach längerer Unterbrechung wieder ein.

Lage der Iberischen Platte und Öffnung der Biskaya zum Zeitpunkt der Anomalie-33 sind aus Abb. 5b ablesbar.

Mit zwei Kompressionsphasen schließt die Subsidenzgeschichte am Biskaya-Südrand weitgehend ab. Im Obercampan einsetzende grobklastische Schüttungen auf dem Südschelf können auf die erste kompressive Phase zurückgeführt werden (Boillot et al. 1979, Boillot 1981, Grimaud et al. 1982). Sie findet eine mögliche Entsprechung in einer weitverbreiteten Diskordanz zwischen Santon und Campan und teilweisem Fehlen des Untercampan in den Pyrenäen (Ricateau & Villemin 1973). Auch hier kommt es in der Folge zur Sedimentation grobsandiger Turbidite, zur Brekzienbildung und zu verstärktem Diapirismus. Als Ursache kann beginnende Subduktion am Biskaya-Südrand und in den Pyrenäen angenommen werden.

Der Zeitpunkt der folgenden Kollision und des Endes der Subduktion ist durch Magnetanomalien im Nordatlantik relativ exakt datierbar. Im Azoren-Biskaya-Rücken wurden alle Anomalien bis zu A-18 von einer zweiten jüngeren kompressiven Tektonik erfaßt (Grimaud et al. 1982). Dies entspricht etwa Mittlerem Eozän und ist mit einem erneuten sedimentären Umbruch in der Biskaya, den Pyrenäen und den jeweiligen Randgebieten parallelisierbar.

Abb. 5c gibt die Paläogeographie zur Zeit von A-17 in entsprechend korrigierter Form wieder.

2.3 PROBLEME DER SUBDUKTION

Nach den von Boillot et al. (1979) und Daignieres et al. (1981) publizierten seismischen Profilen muß in den Pyrenäen und am Biskaya-Südrand ab Obercampan mit Subduktionserscheinungen gerechnet werden. Für die Biskaya kann ein S-Einfallen der Subduktionsfläche ohne Schwierigkeit rekonstruiert werden (Boillot et al. 1979; hier Abb. 6b). Daß sich die gleiche Einfallsrichtung der Subduktionsfläche in die Pyrenäen hinein fortsetzt (Grimaud et al. 1982), ist allerdings nach den seismischen Profilen von Daignieres et al. (1981) unwahrscheinlich.

Die Krustendicke südlich der Nordpyrenäen-Störung (= Iberische Platte) ist mit 40–50 km Dicke erheblich mächtiger als die Kruste nördlich dieser Störung mit etwa 25–30 km Dicke (= Europäische Platte). Dieser Sprung in der Moho (Abb. 6c, 6d) ist auf obduzierte kontinentale Kruste bei einer Kontinent/Kontinent-Kollision zurückzuführen. Die zugrundeliegende Subduktionsfläche kann dabei nur nach N eingefallen sein (vgl. Giese & Reuther 1978: 584; hier Abb. 6d). Diese unterschiedliche Einfallsrichtung erklärt nun auch die riesigen Gleitdecken und den weiten Transport in den Südpyrenäen gegenüber relativ geringen Überschiebungsweiten im Bereich der Nordpyrenäen. Aufgrund des unterschiedlichen Einfallens der Subduktionsflächen in Biskaya und Pyrenäen muß ein Sprung („Flip") der Einfallsrichtungen im Bereich des Cinco-Villas-Massivs (Abb. 5c) angenommen werden. Unterstützt wird diese Annahme durch anomale Krustengeschwindigkeiten (6,4–6,7 gegenüber 6,2–6,3), ein deutliches Schwere-Hoch (Daignieres et al. 1981) und einen Sprung in der Moho der Cinco-Villas-Mikroplatte auf Werte von 25–30 km (gegenüber 40–50 km in den zentralen Pyrenäen). In Aufschlüssen äußert sich das Schwere-Hoch durch an Störungsflächen hochgepreßte Ultrabasite (Lherzolite und Harzburgite), die oberem Mantelmaterial entsprechen.

Ein ungefährer Wert für die Breite subduzierter ozeanischer Kruste des Biskaya-Ozeans ergibt sich aus ihrer Asymmetrie. So ist der südlich des Rückens gelegene Teil um etwa 130 km kürzer als der nördliche Teil. Der anschließende Schelf der Iberischen Platte ist durch Kompression um etwa die Hälfte verkürzt, verglichen mit dem am Biskaya-Nordrand (Abb. 6a) noch erhaltenen, durch Kippschollen ausgedünnten Schelf. Daß diese Werte bei der Rekonstruktion der Paläo-Lage der Iberischen Platte zur Zeit der maximalen Ausdehnung des Biskaya-Ozeans zu berücksichtigen sind (Abb. 5), wurde bei den bisherigen Biskaya-Modellen nicht beachtet.

3. SEDIMENTATIONS- UND SUBSIDENZPHASEN

Die kretazische Subsidenzgeschichte des Biskaya-Südschelfs spiegelt sich besonders deutlich in vier sedimentären Megasequenzen wider. Diese bieten sich damit für die Beschreibung dieses Prozesses an. Aus der folgenden Zusammenstellung ergibt sich die stratigraphische Reichweite dieser Sequenzen:

4. Megasequenz: Maastricht – Eozän
3. Megasequenz: Coniac – Campan
2. Megasequenz: Mittelalb – Turon
1. Megasequenz: (Oxford-)Tithon – Unteralb.

Dabei wird deutlich, daß die Sequenzen eine recht unterschiedliche absolute Zeitdauer umfassen.

Bei der Beschreibung der Megasequenzen muß eine Beschränkung auf die Grundzüge der Lithologie und die signifikanten Faunen- und Florenelemente erfolgen. Die Mächtigkeitsangaben entsprechen Mittelwerten. Gleichzeitig wird versucht, die mikrofaziellen Grundtypen zur Darstellung zu bringen. Aus der Summe der vorliegenden faziellen und faunistisch/floristischen Daten wird schließlich versucht, das jeweilige Environment, insbesondere die Paläobathymetrie zu rekonstruieren.

3.1 MEGASEQUENZ 1, UNTERER TEIL = 1. DELTA-PHASE/„WEALDEN"

(Abb. 7)

Der untere Teil der Megasequenz 1, in dem es zur Bildung einer Wealden-ähnlichen Sedimentation kommt, hat sowohl große regionale Verbreitung als auch die längste stratigraphische Reichweite. Diese umfaßt nicht nur Teile des höheren Jura, sondern fast die gesamte Unterkreide. Regional erstreckt sie sich über den Gesamtraum der Basko-kantabrischen Ketten hinweg bis in die N' Keltiberischen Ketten. Die Sedimentfolge wird aus drei, im N der Provinz Burgos sogar aus vier Einzelzyklen aufgebaut, die zunächst mit grobklastischen, meist fluviatilen Schüttungen beginnen, welche "Fining upward" zeigen und schließlich in limnische, brackische und teilweise sogar flachmarine Karbonate übergehen. Das Auflager der Einzelzyklen ist stets diskordant, ihre überregionale Korrelation nicht immer gewährleistet.

Einen wesentlichen Fortschritt in der Datierung und paläogeographischen Interpretation dieser „Wealden"-Megasequenz brachte die Bearbeitung der Ostrakoden und Charophyten durch Brenner (1976). Die in der vorliegenden Untersuchung herausgestellte „Wealden"-Entwicklung der südlichen Provinz Santander wurde in der Folge von Rat (1962), Ramirez del Pozo (1969) und Brenner (1972) vor allem von Pujalte (1981) eingehender untersucht. Im Bereich des variszischen Las Caldas-Sattels oder Cabuerniga-Rückens (Abb. 4) streichen hier „Wealden"-Sedimente flächenhaft aus und erreichen Mächtigkeiten von etwa 2000 m. Sie lassen sich nach Pujalte in drei Einzelzyklen gliedern, die dem Zeitraum Tithon-Barreme entsprechen dürften. Diesem Komplex ist jedoch weiter im S, im Raume Sedano-Aguilar de Campóo (Prov. Burgos) ein weiterer „Wealden"-Zyklus vorgeschaltet, der hier marinem Callov auflagert und Oxford-Kimmeridge-Alter besitzt (Brenner & Wiedmann 1975, Abb. 2). Auch er beginnt mit groben Konglomeratschüttungen, die in kreuzgeschichtete fluviatile Sande übergehen und schließlich von limnischen Kalken und Mergeln mit Ostrakoden überla-

Kalk
Riffkalk
Riffschutt
Kalkarenite
Dolomit
Konglomerat
Sandstein
Ton
Mergel (mit Sideritknollen)
klastische Turbidite
Kalkturbidite
Vulkanite
Pillow-Laven
Salze

Requienide Rudisten
Caprinide Rudisten
Radioliten
Korallen
Ammoniten
Gastropoden
Schwämme
Echiniden
Inoceramen
Ostrakoden
Orbitolinen
Orbitoide Großforaminiferen
Miliolide Großforaminiferen
Miliolide Foraminiferen
Planktonische Foraminiferen
Calcisphaeren

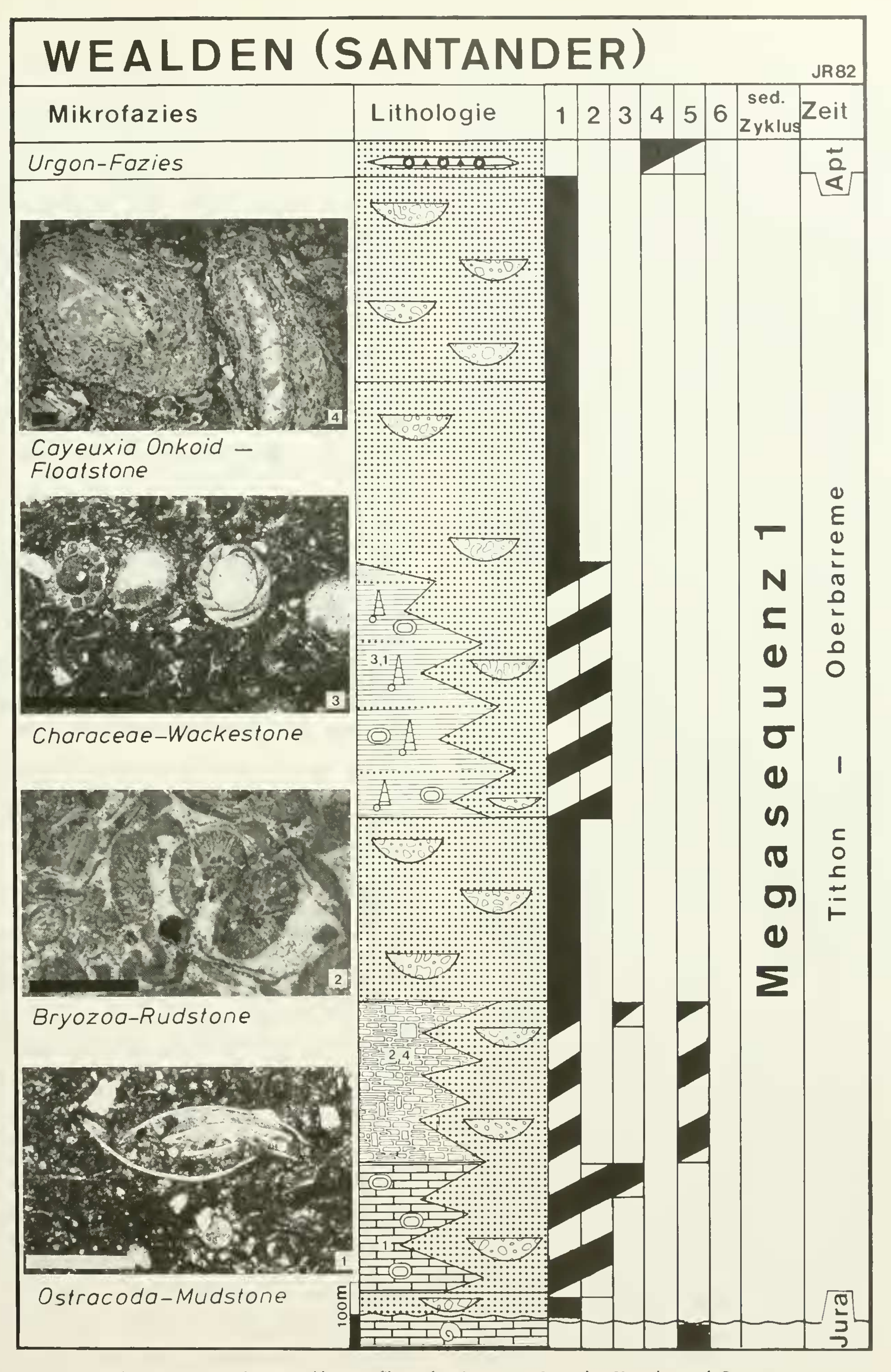


Abb. 7. Repräsentatives „Wealden"-Profil aus dem Raum von Santander (Verändert nach PUJALTE 1981).

1: fluviatil	3: brackisch	5: flaches Subtidal
2: lakustrin	4: intertidal	6: tiefes Subtidal

gert werden. Diese basale ,,Aguilar de Campóo-Formation" (BRENNER & WIEDMANN 1975) gelangte in einem frühen, NW-SE-streichenden Grabensystem zur Ablagerung, das gleichzeitig in Richtung der maximalen ,,Wealden"-Mächtigkeiten in den Keltiberischen Ketten weist (nach TISCHER 1967 mehr als 6000 m).

Im Bereich der südlichen Provinz Santander (Abb. 7) besitzt der 1. ,,Wealden"-Zyklus (,,Cabuerniga-Gruppe", PUJALTE 1981) bereits Tithon-Valangin-Alter (vgl. auch REITNER & WIEDMANN 1982: 65). Er entspricht damit bereits dem 2. Zyklus des Raumes Sedano und läßt damit ein Progradieren der Delta-Systeme nach N, also in Richtung auf die entstehende Biskaya erkennen.

Ebenfalls auf marinem Callov beginnt die Sedimentation der Cabuerniga-Gruppe zunächst mit einem alluvialen Zyklus, der aus groben Geröllen, kreuzgeschichteten Sandsteinen, Silten und Tonen aufgebaut ist. Die sedimentären Kleinzyklen dieser ,,Saja-Formation" (PUJALTE 1981) lassen "Fining upward"- und "Thinning upward"-Sequenzen erkennen und weisen – ebenso wie ,,low Sinuosity"-Schrägschichtungen – auf das Rinnensystem eines Inselflusses hin. In Stillwasserbereichen finden sich gehäuft Süßwasser-Ostrakoden *(Darwinula)* und Charophyten-Oogonien. Als Alter dieser Folge kann Tithon vermutet werden.

Die vorwiegend fluviatile Saja-Formation wird von einem 2. Zyklus (,,Cabuerniga-Formation", PUJALTE 1981) abgelöst, der mit einem brackischen Ostrakoden-Mudstone einsetzt (Abb. 7.1). Diese Phase dürfte dem *Theriosynoecum fittoni*-Event (vgl. BRENNER & WIEDMANN 1975) entsprechen, der eine Datierung als Berrias und Parallelisierungen bis in die Keltiberischen Ketten hinein ermöglicht. Ihm folgen die Kalkarenite der vollmarinen ,,Bryozoen-Schichten", die neben Bryozoen-Rudstones (Abb. 7.2) vor allem auch Algenknollen-Kalke (Abb. 7.4) enthalten und damit neben stenohalinen Organismen auch brachyhaline Formengruppen enthalten (u. a. Ostreen, Serpuliden, Iberinen). Diese marine Ingression ist mit dem *Schuleridea*-Event im Raume Sedano korrelierbar (BRENNER & WIEDMANN 1975, Abb. 2) und in mariner Entwicklung bis in die Keltiberischen Ketten hinein nachweisbar (,,Talveila Formation", BRENNER & WIEDMANN 1975: 127). Dieser Event hat Valangin-Alter.

Im "Wealden" von Santander folgt hierauf ein 2. vollständiger Zyklus (,,Pas-Gruppe" p. p., PUJALTE 1981), wiederum zunächst mit einer fluviatilen Sequenz (,,Barcena-Formation"). Hier dürfte allerdings ein Mäander-Flußsystem vorgelegen haben, dessen Rinnensystem "high Sinuosity" zeigt. Es folgen wiederum limnische Serien mit reicher Gastropodenführung (,,*Viviparus*-Schichten") und mit Ostrakoden-Mudstones und Charophyten-Wackestones (Abb. 7.1 u. 7.3). Der obere Teil dieser ,,Vega de Pas-Formation" (PUJALTE 1981) wird schließlich vom "Wealden Rouge" (RAT 1963: 455) gebildet, einer Fan-Fazies, deren Rotfärbung auf einen Übergang zu ariderem Klima hindeuten soll. Es dominieren tonig-siltige Sedimente des Wattbereichs neben fluviatilen Sanden und Sandsteinen mit "high Sinuosity"-Rinnen. Dieser Zyklus dürfte etwa Hauterive-Alter entsprechen.

Die "Wealden"-Sedimentation wird abgeschlossen mit einem unvollständigen 3. Zyklus (,,Rio Yera-Formation", PUJALTE 1981) mit fluviatilen Sanden und Sandsteinen, die wieder die typischen "low Sinuosity"-Rinnensysteme eines Inselflusses aufweisen. Diese Serie läßt keine Rotfärbung mehr erkennen. Sie wird überlagert von intertidalen und rezifalen Sedimenten der folgenden Urgon-Fazies und dürfte damit etwa Barreme entsprechen.

Der hier behandelte tiefere Teil der Megasequenz 1, die sich ± kontinuierlich in die folgende Urgon-Fazies fortsetzt, entspricht damit gleichzeitig der ,,1. Delta-Phase" der Subsidenzgeschichte (WIEDMANN 1982a, 1982b). Das Fehlen einer jurassischen Vorgeschichte und die progradierende Verlagerung der einzelnen Delta-Systeme und damit auch Mächtigkeiten machen deutlich, daß für die Initialentwicklung des Biskaya-Kontinentalrandes "sedimentary Onload" (DIETZ 1952, BOTT 1980) nicht verantwortlich gemacht werden kann. Distensionstektonik und ein resultierendes Graben/Horst- bzw. Kippschollenrelief (z. B. Cabuerniga-Hoch) waren zweifellos vorgegeben und einzelne Horste auch bereits als Sedimentlieferanten erkennbar. Die charakteristische Zunahme terrigener Schüttungen wird durch resultierende Reliefversteilung ausreichend erklärt. Damit kann Mantel-Doming im Sinne der ,,Thermal Hypothesis" (SLEEP 1971) auch für die Bildung des Biskaya-Grabens angenommen werden.

Inwieweit der mit dem Doming verbundene Streß von der kontinentalen Kruste aufgenommen wird oder es zu einem ± weitgespannten Plate-Tilting kommen kann, bedarf weiterer Überlegungen und Untersuchungen. Immerhin ist bemerkenswert, daß der ersten zu beobachtenden Aufwölbung und Grabenbildung im Südatlantik während des höchsten Jura marine Transgressionen sowohl am ostafrikanischen Kontinentalrand als auch der Beginn des jungmesozoischen marinen Zyklus der Anden entspricht (WIEDMANN 1980b, 1982c). Entsprechendes ist an der Iberischen Platte zu beobachten, wo ebenfalls dem Riftstadium der Biskaya im N ein transgressives Peak der Entwicklung am prä/subbetischen Südrand entspricht (WIEDMANN 1965, ALLEMANN et al. 1975).

Eine Komplikation der Biskaya-Entwicklung stellt allerdings das Aulakogen-Stadium dar mit der Herausbildung des Parentis-Beckens im NE (WINNOCK 1971) und der Anlage eines weiteren Grabensystems im S des Landes-Hochs, dem basko-kantabrischen Becken.

Bemerkenswert ist auch die überregionale Häufung distensiver Tektonik im Grenzbereich Jura/Kreide, die damit an STILLES (1924) in anderem Sinne gebrauchte ,,jungkimmerische Phase" erinnert. Sie findet sich nicht nur in weiter Verbreitung an der Peripherie des Nordatlantik (JANSA & WIEDMANN 1982), sondern auch im zentralen Graben des Südatlantik (WIEDMANN 1980b), ebenso wie auch im Mediterran (WIEDMANN et al. 1982c). Ihre Auswirkungen sind dabei recht unterschiedlicher Art: beginnende Graben-Entwicklung in Biskaya und Südatlantik, Beendigung der Karbonatplattform-Entwicklung am marokkanischen Schelf (WIEDMANN et al. 1982c), beginnender Salzdiapirismus an den nordatlantischen Kontinentalrändern, aber auch in NW-Deutschland, Beendigung karbonatischer Beckensedimentation im Mediterran und eventuell auch flachmarine Transgressionen und andesitischer Magmatismus in den Anden (WIEDMANN 1980b, BRANDT et al. in Druckvorber.). Im Bereich des zentralen Biskaya-Rifts stellen sich mit dem Tithon bereits die ersten pelagischen Becken-Sedimente ein (Calpionellen-Fazies, DURAND DELGA et al. 1973), am entstehenden Südschelf werden die teilweise beträchtlichen Subsidenzraten von der terrigenen Sedimentation ± ausgeglichen. Diapirismus ist zu diesem Zeitpunkt im basko-kantabrischen Raum noch nicht erkennbar, an der Sedimentation im Schelfbereich daher auch nicht

beteiligt. Es kann jedoch vermutet werden, daß die Salzbewegung mit den jungkimmerischen Bewegungen auch hier in Gang gesetzt wurde.

Die Biota – insbesondere Mikrobiota – werden durch die für den Übergangsbereich kontinental/marin charakteristischen Organismengruppen ausgefüllt: Cyanophyceen, Charophyten, Ostrakoden, Serpuliden, Mollusken, Bryozoen. Sie sind naturgemäß auf die Bereiche der Mud-, Silt- und Karbonat-Sedimentation beschränkt, finden sich hier aber teilweise in überraschender Dichte, was die Bildung von Erdölmuttergesteinen begünstigt hat (z. B. Ölfeld von Ayoluengo bei Sedano, Prov. Burgos). Einschneidende Zäsuren der organischen Entwicklung sind weder an den Grenzen der Einzelzyklen, noch an der ,,Wealden"-Obergrenze erkennbar.

3.2 MEGASEQUENZ 1, OBERER TEIL = URGON-KARBONATPLATTFORM-PHASE (Abb. 8)

Im oberen Teil der Megasequenz 1 wird die bisherige ,,Wealden"-Sedimentation von weitaushaltenden Karbonatplattformen abgelöst. Diese karbonat-dominierte Urgon-Fazies ist jedoch auf den Nordteil der Basko-kantabrischen Ketten beschränkt, während im S und in den nördlichen Keltiberischen Ketten im entsprechenden Zeitraum (Apt-Unteralb) nicht sedimentiert wurde bzw. lokal geringmächtige Wealden-ähnliche Sedimentation anhielt. Die Urgon-Phase gehört zu den bestuntersuchten des Basko-Kantabrikums (Rat 1959, Ramirez del Pozo 1971, Pascal 1976, 1982, Garcia Mondejar 1979, Rat & Pascal 1979). Sie ist wiederum in drei Einzelzyklen gliederbar, die allerdings nicht überall vollständig entwickelt sind.

Das 1. Urgonstadium entspricht etwa Unterem Apt (Bedoul). Hier hält der feinklastische Sedimentationscharakter als wichtiger ökologischer Faktor zunächst noch an. Dies hat zur Folge, daß sich im Bereich der entstehenden Plattformen zunächst nur Organismen ansiedeln können, die keine besonderen Ansprüche an ihr Environment stellen. Es sind dies in erster Linie dickschalige Rudisten *(Monopleura, Toucasia:* Abb. 8.3), die Stillwasser-Bioherme bilden. Hervorragend aufgeschlossen findet sich dieser Faziestyp in den Steinbrüchen bei Ereño (Guernica, Prov. Biskaya). Daneben finden sich insbesondere Großforaminiferen *(Pal-, Praeorbitolina, Iraqia:* Abb. 8a), aber auch agglutinierende Kleinforaminiferen (Textulariiden, Ataxophragmiiden: *Sabaudia minuta*, Lituoliden: *Pseudocyclammina)*, Dasycladaceen *(Salpingoporella, Cylindroporella:* Abb. 8.2) und Cyanophyceen mit verkalkenden Zellfäden *(Cayeuxia:* vgl. Abb. 7.4). Hermatype dendroide Korallen treten nur untergeordnet in Bankfazien an den Plattformrändern auf, meist vergesellschaftet mit Stromatoporen, krustosen Squamariaceen *(Ethelia alba)*, Austern u. a. Ein solcher Plattformrand ist besonders gut am Westrand des Aitzgorri-Massivs entwickelt.

Ein weiteres Charakteristikum des 1. Urgonstadiums ist seine Fazieskonstanz. Die unterschiedlichen Mikrofazies-Typen (Abb. 8) finden sich in weiter Verbreitung, wobei hoch-energetische Fazien (Grainstones, Rudstones) weitgehend fehlen und Mikritfazien zusammen mit Bafflestones (Rudisten-Stillwasser-Bioherme) überwiegen. Neben den dargestellten Faziestypen wären noch Milioliden-Wacke- und Packstones und Dasycladaceen-Mudstones zu nennen.

Dieser Faziestyp hat seine größte regionale Verbreitung in den NW' Basko-kantabrischen Ketten (Garcia Mondejar 1979). Die meist weitaushaltenden und zum Teil restriktiven Karbonatplattform-Lagunen gehen lateral in flachmarine Beckenfazies über, die zum Teil euxinischen Charakter besitzt. Hier handelt es sich um gebankte, stark tonige Mudstones mit gelegentlicher Ammonitenführung (,,*Parahoplites*-Schichten": *Deshayesites)* und Ostrakoden. Seine größte Ausdehnung und Mächtigkeit besitzt dieses erste Urgonstadium im Bereich der Biskaya-Synkline (Abb. 3), aus der Riffkarbonate nur als Ausnahme bekannt sind. Diese Ausnahme ist eine kleine Karbonatplattform bei Mutiloa im N des Aitzgorri-Massivs. Aus Reflexionsseismik und unveröff. Bohrdaten ergibt sich, daß es sich um eine Brachyantikline handelt, die im Kern Keupersalz enthält. Diese kleine Plattform liefert damit den frühesten Nachweis von Salzdiapirismus im basko-kantabrischen Raum.

Mit Ende des Unterapt kommt es zu verstärkter Dehnungstektonik, die zum Zerbrechen der Unterapt-Plattformen führt. Das Horst/Graben- und Kippschollen-Relief wird verstärkt, und es kommt erneut zu grobklastischen, zum Teil deltaischen Schüttungen (,,Landa-Sandstein") aus dem SW' Meseta-Festland. Dies ist der Beginn des 2. Urgonstadiums, das Mittlerem Apt (Gargas) entsprechen dürfte und das zunächst zu einer Verschüttung küstennaher Plattformen führt, aber auch zu Verkarstung, Dolomitisation und Sulfidvererzung (z. B. Reocín b. Santander) im Bereich der Kippschollen und Horste. Auf exponierten Horsten und Kippschollen kann es zur Bildung kleinerer Inselplattformen mit hermatypen Korallen-Framestones (Abb. 8.4) und zentralen Lagunen. Neben den bereits im Unterapt verbreiteten Vergesellschaftungen und Fazien ist vor allem die Riffkern-Fazies charakterisiert durch hermatype plattige Korallen: *Microsolena* u. a., krustose Corallinaceen: *Archaeolithothamnium*, Calcispongien und Chaetetiden. Bei den Großforaminiferen ist das Einsetzen von *Mesorbitolina* auffallend, bei den Rudisten das caprinuloider Formen *(Polyconites)*. In den Zwischenriff-Bereichen bleibt die ,,*Parahoplites*"-Fazies erhalten, allerdings nun mit ersten planktonischen Foraminiferen.

Die Plattformen des 2. Urgonstadiums sind vor allem im NE der Basko-kantabrischen Ketten (Txindoki, Sierra de Aralar, Aitzgorri p. p.) verbreitet.

Das nächstfolgende 3. Urgonstadium ist durch das Nachlassen der grobklastischen Sedimentation bei gleichzeitig anhaltender tektonischer Aktivität gekennzeichnet. Dies führt zu einem Wiedereinsetzen der Plattform-Fazien im Küstenbereich, während die Inselplattformen weiterhin persistieren. Die Organismen-Vergesellschaftung des Mittelapt bleibt im wesentlichen erhalten. Allerdings entwickeln sich als neues Florenelement in größerem Umfang artikulate Rotalgen: *Paraphyllum* (,,Vimport-Flora"). Bei den Sandschalern kommt es zur Entwicklung komplizierter Lituoliden *(Pseudochoffatella)*, bei den Orbitolinen überwiegen wieder einfachere Formen *Simplorbitolina)*. Leitformen liefern außerdem die jetzt häufigeren planktonischen Foraminiferen *(Leupoldina, Globigerinelloides)*, die mit den weiterhin seltenen Ammoniten *(Parahoplites)* die in Becken persistierende Mergelfazies charakterisieren. Aus ihnen ergibt sich für dieses 3. Urgonstadium ein Oberapt (Clansay)-Unteralb-Alter.

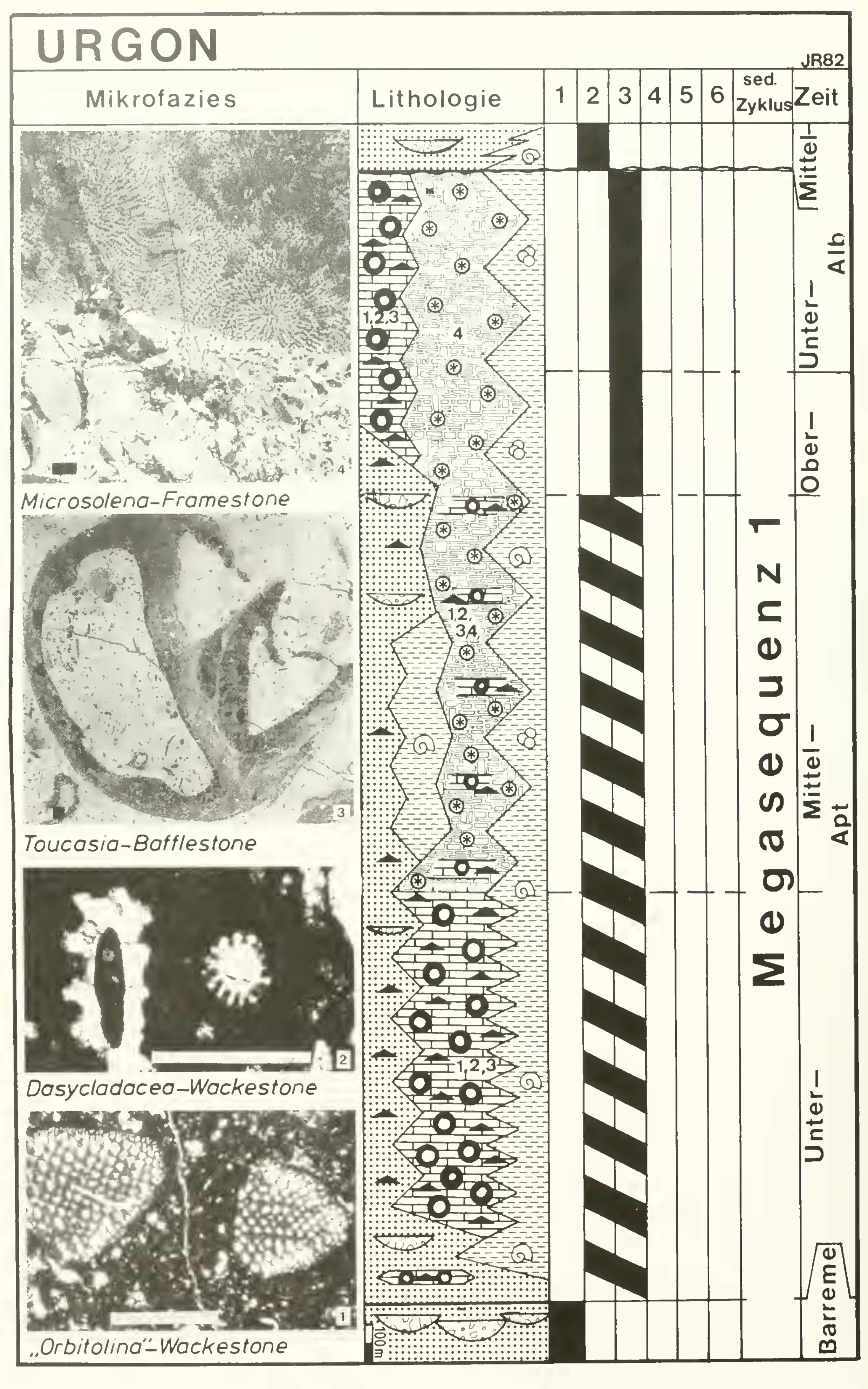


Abb. 8. Synthetisches Profil der Urgon-Fazies des basko-kantabrischen Beckens

1: Kontinental/fluviatil
2: Delta/intertidal
3: flaches Subtidal
4: tiefes Subtidal
5: Slope
6: Becken

Das 3. Urgonstadium ist gleichfalls im Aralar-Massiv verbreitet, außerdem im Riffkalk von Iciar (Prov. Biskaya) und im Kalk von Landa (Prov. Alava).

Aus diesem kurzen Abriß der Entwicklung des höheren Teils der Megasequenz 1 wird die unterschiedliche Geschichte der Urgon-Plattformen des Biskaya-Schelfs gegenüber den oberjurassischen Karbonatplattformen an der Peripherie des Nordatlantik (Jansa & Wiedmann 1982) deutlich. Während sich hier über einen längeren und tektonisch inaktiven Zeitraum hinweg ausgedehnte Plattformen entwickeln konnten, war die Entwicklung am Südrand der Biskaya vergleichsweise kurzfristig und von anhaltenden distensiven Bewegungen und zunehmender Subsidenz begleitet. Diese Vorgänge konnten sogar zu einem intermittierenden Zerbrechen der Urgon-Plattformen führen, so daß sich eine zusammenhängende Schelfplattform nicht zu entwickeln vermochte. Im Gegenteil gelang es dem primären Graben/Horst- und Kippschollen-Relief immer wieder, sich in Form von Inselplattformen durchzupausen.

Im Gegensatz zum ,,Wealden" ist die Urgon-Sedimentation von einem Nachlassen terrigener Schüttungen bestimmt, wobei die Sedimentation – im N der Basko-kantabrischen Ketten – die weiterhin mäßige Subsidenz nicht mehr kompensiert. Die nun voll-marine Entwicklung führt zur Dominanz stenohaliner Formen, insbesondere in den Riff- und Bekken-Fazien. Demgegenüber zeigen die Mikrobiota der lagunären Bereiche weiterhin starke Beziehungen zu den zuvor behandelten ,,Wealden"-Biotopen. Selbst die Rupturen der Plattform-Entwicklung führen nur zu einem vorübergehenden Aussetzen riffbildender Organismengruppen. Nahezu alle Biotope setzen sich außerdem in den basalen Teil der folgenden Megasequenz 2 hinein fort.

Im Detail läßt sich eine interessante Evolution der faziellen Entwicklung der Karbonatkomplexe erkennen. Im Unterapt beginnt diese Entwicklung zunächst mit der Herausbildung eines ,,unreifen" Plattformtyps, charakterisiert durch das Fehlen typischer Riffstrukturen mit hermatypen Gerüstbildnern. Aus ihnen gehen im Oberapt und Unteralb echte Riffkomplexe hervor, die auf tektonisch exponierten küstenfernen Stellen als Inselplattformen, in Küstennähe als Barriere-Riffe entwickelt sein können. Eng verbunden mit dieser faziellen, aber auch Biotop-Entwicklung ist die Evolution der Riffbildner bzw. anderer Flachwasser-Organismen. Insbesondere die fazies-sensitiven Algen und benthonischen Foraminiferen lassen deutliche Verschiebungen der Evolutionsgeschwindigkeit in den unterschiedlichen Karbonatkomplex-Typen erkennen. In den ,,unreifen" Bedoule-Plattformen zeigen insbesondere die Dasycladaceen und Großforaminiferen eine hohe Evolutionsgeschwindigkeit, während sie später in den reifen Riff-Karbonatkomplexen des Oberapt keine wesentliche Rolle mehr spielen. Hier setzen dagegen mit erhöhter Diversität die Rotalgen ein und erreichen ihr erstes Maximum. Neben einer Vielzahl krustoser Formen treten erstmals in größerem Umfang artikulate Formen auf (,,Flora Vimport").

Schließlich verdient Beachtung, daß Karbonatplattformen sich offenbar bevorzugt gegen Ende sedimentär-tektonischer Großzyklen (Megasequenzen) entwickeln. Dies trifft hier zunächst für das Ende der Megasequenz 1 zu, in geringerem Umfang aber auch in der höheren Oberkreide des basko-kantabrischen Kontinentalrandes, mit Ende der Megasequenz 2.

3.3 MEGASEQUENZ 2, UNTERER TEIL = 2. DELTA-PHASE (Abb. 9)

Die Grenze Unteralb/Mittelalb fällt mit einem Maximum distensiver Tektonik (,,austrische" Bewegungen) zusammen, die zu einer verstärkten Ausdünnung kontinentaler Kruste an den Kontinentalrändern des Biskaya-Grabens und – im Zentralgraben – zu einer endgültigen Trennung der Lithosphärenplatten geführt haben dürfte. Die Entwicklung der bereits bekannten Horst/Graben-Strukturen, Kippschollen und Halbgräben setzt sich zunächst verstärkt fort. Die tektonischen Bewegungen haben vielfach zu Diskordanzen geführt, die gleichzeitig einen scharfen sedimentären Wechsel markieren, den Übergang vom transgressiven höheren Teil der Megasequenz 1 zur stark regressiven Basis der Megasequenz 2 (Abb. 9).

Die Sedimentation der Megasequenz 2 beginnt im Mittelalb der zentralen Basko-kantabrischen Ketten mit grob- bis feinklastischen Deltaserien (,,Complexe gréseux supra-urgonien" Rat 1959) als unmittelbarer Folge der ,,austrischen" Reliefversteilung. Im äußersten S und den Keltiberischen Ketten gelangen gleichzeitig mächtige fluviatile Serien (,,Utrillas-Schichten") zur Ablagerung (Saeftel 1960). Im Bereich der Biskaya-Synkline gehen die Deltaserien allmählich in Prodelta-Tone und vereinzelte Turbiditserien über. In der Deva-Synkline im äußersten N der Basko-kantabrischen Ketten werden gleichzeitig mächtige Turbidite (,,Flysch noir de Deva") sedimentiert, die jedoch Transportrichtungen aus dem N erkennen lassen (?Landes-Block oder ein weiteres Basement-Hoch). Voort (1964) hatte die Existenz eines Biskaya-Massivs vermutet. In der Folgezeit haben sich vor allem Feuillee (1967, 1971), Aguilar Tomas (1971) und Reitner (1980, 1982) mit dem Supra-Urgon beschäftigt.

Auch im Unteralb paust sich die Kippschollen-Morphologie des Untergrundes in der allmählich manifest werdenden NW-SE-streichenden Becken- und Schwellengliederung des basko-kantabrischen Kontinentalrandes durch. Die Subsidenz der Becken ist zum Teil beträchtlich; sie kann in Mittel- und Oberalb bis zu 4000 m erreichen (Abb. 17). Weitgehend halten sich dabei Subsidenz und Sedimentation die Waage. Auf den Schwellen erfolgt die Absenkung zunächst langsamer, teilweise (SE' Aitzgorri-Massiv) muß sogar mit einem Auftauchen der Urgon-Plattformen und Verkarstung gerechnet werden. An den Kippschollen-Rändern finden sich zum Teil große Olistostrome von Urgonkalken verschiedenen Alters in klastischem Mittelalb (z. B. mehrere 100 m große Blöcke am W-Rand des Aitzgorri-Hochs).

Karbonatfazien finden sich im Mittelalb nur vereinzelt, so in den Randgebieten im E (Lacunza/Sierra de Aralar, Ramirez del Pozo 1971) oder in Form geringmächtiger Biostrome im W (Comillas, Feuillee 1967, 1971).

Der generelle transgressive Trend zum Oberalb ist bereits in den hangenden Partien des klastischen Supra-Urgon mit der Bildung von Orbitolinen-Wackestones (Abb. 9.1) erkennbar. Insgesamt bleibt dieses 1. Stadium des Supra-Urgon jedoch durch das Vorherrschen terrigenen Inputs und silikoklastischer Turbidite charakterisiert und entspricht damit der 2. Delta-Phase.



Abb. 9. Profil des „Supra-Urgon" der Albeniz-Eguino-Plattform im SE des Aitzgorri-Massivs (Prov. Alava). Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

Die einsetzende räumliche Differenzierung wird im folgenden 2. Stadium des Supra-Urgon deutlich verstärkt. Das in Abb. 9 wiedergegebene Faziesdiagramm dieses Zeitraums trifft strenggenommen nur für den Bereich der Albéniz-Eguino-Plattform (REITNER 1980, 1982) zu. Sie liegt im SE des Aitzgorri-Sattels (Abb. 4) und dürfte der größte Riffkomplex des Oberalb sein (Mächtigkeit: 500 m, geschätzte Ausdehnung: mehrere 100 km^2). Zu ähnlichen, ausgedehnten flachmarinen Karbonatfazien kam es während des Oberalb auf Kippschollen bzw. Diapirdächern.

Die Organismenführung dieser Oberalb-Riffe und -Biostrome weicht von der des Urgon nur geringfügig ab: die Diversität der Rotalgen (Abb. 9.3) ist höher, die der Dasycladaceen wesentlich geringer. Als wichtiges neues Faunenelement treten in den Riffkern-Bereichen vermehrt Mg-Kalzit-Sklerospongier hinzu. In den Lagunen werden Capriniden *(Caprina choffati:* Abb. 9.2) häufig. Auch hier hat sich infolgedessen kein qualitativer Wandel vollzogen; die Faunen und Floren der Urgon- und Supra-Urgon-Riffe sind kontinuierlich miteinander verbunden.

Um so schärfer ist der Wechsel, der sich im höheren Teil des Albéniz-Eguino-Riffs durch Floatstone-Sedimentation (Abb. 9.4) bemerkbar macht. Etwa an der Oberalb/Vracon-Grenze deutet sich überregional ein deutlicher sedimentärer Umbruch an. Er ist charakterisiert durch eine konstant zunehmende Subsidenz bei gleichzeitig verstärkt einsetzender feinklastischer Sedimentation. Beides wirkt sich besonders auf den Hochschollen aus, wo die Sedimentation von Riffkarbonaten ein Ende findet. Die Sedimente der Inselplattformen zeigen retrograde Zyklen. Die lokal bereits im Vracon einsetzende Mergelsedimentation mit Cephalopoden und planktonischen Foraminiferen zeigt offen-marine Verhältnisse an. Das beginnende Biskaya-Spreading (s. Abschnitt 2) zeigt nun erste Auswirkungen auch auf die Schelfe.

„Sedimentary Onload" beginnt jetzt insofern eine Rolle zu spielen, als nun – in deutlichem Zusammenhang mit „austrischer" tektonischer Aktivität – Absenkung und Sedimentauflast im Bereich der Schelfe zur verstärkten Mobilisierung der Keupersalze im Untergrund führen. Im höheren Alb ist das erste Maximum dieses einsetzenden Diapirismus erkennbar. Auch auf den Diapirdächern können sich im Vracon nochmals kleinere Riffplattformen bilden, die – bei einem Einbrechen des zentralen Diapirbereichs – die Struktur von Atollen besitzen können. Die beim Aufbrechen der Diapire zu erwartenden Ton- und Salzaustritte beeinflussen die Organismen-Diversität deutlich negativ. In den zentralen Lagunen werden häufig bioklastenfreie Mudstones (Loferite) sedimentiert; Rotfärbung der Sedimente ist verbreitet. Diese Diapir-Riffe stellen als Reliktvorkommen der Urgon-Fazies und ihrer Organismen-Vergesellschaftungen letzte Vorkommen dieser Art im Bereich der basko-kantabrischen Tröge dar. Sie werden – oft von Hartgründen getrennt – ebenfalls von den pelagischen Sedimenten des Unteren Cenoman überwältigt. Sie dürften überwiegend ein Vracon-Alter haben. Ein gut untersuchtes Beispiel stellt das Caniego-Riff am N-Rand des Diapirs von Villasana de Mena dar (SCHRÖDER 1980, REITNER 1982; hier Abb. 14).

Im Gegensatz zur erhöhten Faziesdiversität im Oberalb ist das Untercenoman von beginnender Faziesnivellierung gekennzeichnet. Weite Teile des basko-kantabrischen Schelfs werden nun von monotoner Ton- und Mergelsedimentation erfaßt, die insbesondere in den Becken große Mächtigkeiten erreicht. Teilweise knollige Sideritlagen sind vielfach eingeschaltet, untergeordnet auch karbonatische Turbidite. Lediglich im Bereich der Deva-Synkline hat die Sedimentation silikoklastischer Turbidite durch das Alb hindurch angehalten.

Offen-marine Bedingungen werden in der von nun ab reichen pelagischen Fauna deutlich; in den Mikrofaunen dominieren planktonische Foraminiferen (Abb. 9.5), in den Makrofaunen Cephalopoden und Inoceramen. Irreguläre Echiniden sind gleichfalls weit verbreitet (RAABE 1965, 1966). Damit sind ideale Voraussetzungen für die biostratigraphische Korrelation gegeben (WIEDMANN & KAUFFMAN 1978).

Megasequenz 2 und insbesondere der hier behandelte tiefere Teil sind durch ihren deutlich transgressiven Charakter gekennzeichnet, der der globalen Mittelkreide-Transgression (vgl. SLITER 1976) entspricht. Im Mittelalb kann sich eine 2. Delta-Phase entwickeln, in der die Absenkung noch durch die Sedimentation ausgeglichen wird. Der starke terrigene Input und die gleichzeitig zunehmende Subsidenz bedeuten das Ende der urgonen Riff- und Karbonatsedimentation, die nur noch lokal – auf Hochschollen bzw. Diapirdächern – günstige Bedingungen fand, um noch bis zur Cenoman-Basis zu persistieren. Im Oberalb, insbesondere ab Vracon (Abb. 9) setzt dann eine kontinuierliche Eintiefung des basko-kantabrischen Schelfs ein, die bis ins Oberturon anhält und während der die Sedimentation nicht mehr mit der Absenkung Schritt hält (Abb. 17). Die pelagische karbonatdominierte Beckensedimentation des Mittelcenoman („Flysch à boules" d. franz. Autoren) stellt noch einmal einen letzten überregional verbreiteten Marker-Horizont dar (Abb. 9.5) und wird hier als Begrenzung zum folgenden höheren Abschnitt der Megasequenz 2 verwandt. Von diesem Zeitraum ab verläuft die Entwicklung der Einzelbecken so uneinheitlich, daß die Weiterentwicklung dieser Becken getrennt abgehandelt werden muß.

Festzuhalten bleibt, daß die beschriebenen Prozesse am basko-kantabrischen Schelf, u. zw. die „austrische" Distensionstektonik ebenso wie das Einsetzen der Mittelkreide-Transgression verursacht werden durch einen verstärkten Spreading-Event im Bereich der mittelozeanischen Rücken, deren Bildung sich im höheren Alb auch in die Biskaya hinein verlagert hat und hier zu einer Trennung der Lithosphärenplatten geführt haben dürfte (s. Abschnitt 2). Hervorzuheben ist ferner, daß erst die Verstärkung der Subsidenz ab Oberem Alb nun auch zu einer deutlichen faunistisch/floristischen Zäsur geführt hat, insofern vor allem die Gerüstbildner der Urgon-Riffbiotope nachkommenlos erlöschen und in ihrer Mehrzahl vergleichbare Biotope der höheren Kreide nicht mehr zu besiedeln vermögen. Demgegenüber setzt während des Alb – ohne jeden Zweifel in Abhängigkeit von der weitgreifenden Mittelkreide-Transgression – eine extreme Planktonblüte (Foraminiferen, Calcisphären, Coccolithen) ein, die in einer erhöhten Densität dieser Organismengruppen zum Ausdruck kommt.

3.4 MEGASEQUENZEN 2 (OBERER TEIL) – 4 = MAXIMALTRANSGRESSION UND REGRESSIONS/KOMPRESSIONSPHASEN (Abb. 10–13)

Für die weitergehende Diskussion scheint es sinnvoll, die Megasequenzen der Oberkreide und des Alttertiärs zusammenfassend zu behandeln, dafür aber eine regionale Trennung vorzunehmen und die vier wesentlichen Sedimentationsräume des Basko-Kantabrikums separat zu behandeln.

Über diesen Bereich liegen zahlreiche Vorarbeiten vor, von denen hier nur eine Auswahl herausgegriffen werden kann: RAT 1959, 1982; MANGIN 1960; WIEDMANN 1960, 1962a, 1962b, 1980a, 1982a, 1982b; HERM 1965; FEUILLEE 1967, 1971; RAMIREZ DEL POZO 1971, 1973; RODRIGO & ALVAREZ 1972; KRUIT et al. 1975; WIEDMANN & KAUFFMAN 1978; LAMOLDA et al. 1981; PLAZIAT 1981 u. a.

3.4.1 Becken von Vitoria (Abb. 10)

Im Becken von Vitoria (Abb. 4), im zentralen Teil des basko-kantabrischen Schelfs, werden große Mächtigkeiten vor allem der mittleren Oberkreide akkumuliert. Tieferer und höherer Teil der Oberkreide sind demgegenüber unvollständig entwickelt (Abb. 10).

3.4.1.1 Megasequenz 2, oberer Teil = Maximaltransgression

Beginnend mit der Fazies des „Flysch à boules“ (Abb. 9.5) setzt sich hier im Mittel- und Obercenoman die Sedimentation pelagischer Mergel fort. Sie zeichnen sich durch reiche Foraminiferenführung aus, wobei die Planktonten mit bis zu 90% Rotaliporen deutlich dominieren. In die pelagische Grundsedimentation sind feinkörnige Kalkturbidite (Silt- und Tonfraktion) eingeschaltet mit Bankmächtigkeiten um 20 cm. Die Bänke zeigen eine kugelig-knollige Verwitterung („Flysch à boules“). Ihre Gradierung ist in basalen Siltlagen, Convolute Bedding und Laminationen (Tb-Td) erkennbar, die sich – ebenso wie massivere Bänke ohne Sedimentstrukturen (Ta) – gut in das Faziesmodell für feinkörnige Turbidite (PIPER 1978) einordnen lassen. Slumping-Strukturen, die zumindest die Hangrichtung angeben, lassen einen Transport von NW nach SE erkennen. Schwarzschieferhorizonte weisen auf Stagnationsphasen im Becken hin. Die Kalkturbidite enthalten nur selten organische Reste, sind aber meist so stark durchwühlt, daß die ursprünglichen Sedimentstrukturen oft nicht mehr erkennbar sind.

Das Becken von Vitoria kann als Intraschelf-Becken gedeutet werden. Eine stärker randliche Position läßt das Cenoman im Raume Murguía erkennen, vermutlich bedingt durch eine erste Aufwölbung des Murguía-Diapirs (Abb. 3). Hier sind in die normale Mergelsedimentation Lagen mit Komponenten in Arenitfraktion eingeschaltet. An dieser sind insbesondere große agglutinierende Foraminiferen (Lituoliden), Praealveolinen und Austern beteiligt, ebenso wie Extraklasten aus Plattformsanden. Beach-Rocks in diesen Extraklasten scheinen sogar Auftauchphasen im Herkunftsgebiet zu dokumentieren.

Im Turon des Beckens von Vitoria wird die Sedimentation der Kalkturbidite abgelöst von geringmächtigen pelagischen Kalken, die teilweise Globotruncanen-Packstones und -Wackestones *(Dicarinella, Marginotruncana:* Abb. 10.1) darstellen. Ein im Grenzbereich Unter/Mittelturon weit verbreiteter Hardgrund (vgl. WIEDMANN 1975, Taf. 1, Fig. 1) dürfte auf das Maximum der Transgression hinweisen. Das Oberturon, das weithin bereits wieder regressive Züge trägt, ist im Becken von Vitoria bisher nur ungenügend charakterisiert. Das Turon ist überhaupt in zahlreichen Profilen sehr geringmächtig (z. B. am Diapir von Murguía) und keilt nach N hin aus, während es nach W und S hin rasch mächtiger wird (z. B. Bohrung Castillo 5,5 km S' Vitoria).

3.4.1.2 Megasequenz 3 = 1. Regressions- und Kompressionsphase

Diese Megasequenz umfaßt den Zeitraum Coniac, Santon und Campan. Sie wird von einem regressiven Halbzyklus gebildet, in dem es zu monotoner pelagischer Mergelsedimentation kommt. In diese Hintergrundsedimentation sind im Coniac grob- bis feinkörnige Kalkturbidite in weiter Verbreitung eingeschaltet (Abb. 10). Die hier nur geringe autochthone Sedimentation ist von den allochthonen Sedimenten nur mit Mühe unterscheidbar. Ein Channel-Ausgang ist z. B. bei Guevara (20 km E' Vitoria) gut aufgeschlossen. Hier beträgt die Bankmächtigkeit maximal 40 cm und die Größe der Komponenten erreicht oft mehrere cm. Von Lage zu Lage variabel enthalten diese Kalkturbidite Reste von Austern, Echinodermen, Bryozoen, Algen, benthonische (Lituoliden, Milioliden) und planktonische Foraminiferen, Ostrakoden, Gastropoden und eine reiche, sehr diverse Schwammfauna (überwiegend Lithistiden und Choristiden, seltener hexactinellide Formen).

Die Abnahme der Korngröße von W nach E läßt erkennen, daß die Turbidite in der Beckenlängstachse eingeregelt sind. Slumping-Strukturen, intraformationelle Diskordanzen, synsedimentäre Abschiebungen und Überschiebungen weisen auf einen von N nach S geneigten Hang hin und damit auf eine Herkunft des Materials von einer Karbonatplattform im Bereich des Aitzgorri-Hochs. Diese Schüttungsrichtung wird durch Flutecasts und Dunes gestützt. Vereinzelt treten rote idiomorphe Quarze und rote Tonfetzen auf, die möglicherweise auf durchbrechende Triasdiapire hinweisen.

Im Santon setzt die Sedimentation von Kalkturbiditen aus, die pelagische Entwicklung (mit Planktonanteilen in der Foraminiferenfauna von etwa 60%) dominiert. Irreguläre Echiniden sind eine häufige Faunenkomponente dieses Faziesraumes; sie werden ab Obersanton wieder häufiger.

Im Mittelcampan schalten sich lokal bis zu 30 m mächtige Kalkarenite und Kalkrudite ein. Bei diesen handelt es sich um Debris Flows und Turbidite von ebenfalls lokalen Flachwasser-Biohermen. Sie enthalten häufig rote idiomorphe Quarze, Quarzgerölle und rote Tone, die erneut auf einen Zusammenhang zwischen diesen Biohermen und Diapirdächern hinweisen. Nach den Biogen-Komponenten handelt es sich dabei meist um Austernbioherme. Andere Schüttungen enthalten Rotalgen, Milioliden, agglutinierende (Lituoliden, Rheophaciden) und orbitoide Großforaminiferen und Schwämme (Hexactinelliden, Sklerospongier, aber hier keine Lithistiden). Extraklasten von Beach-Rocks sind ebenfalls verbreitet. Die mergelige Hintergrundsedimentation enthält noch immer Anteile von 25% Planktonten an der Gesamt-Fo-

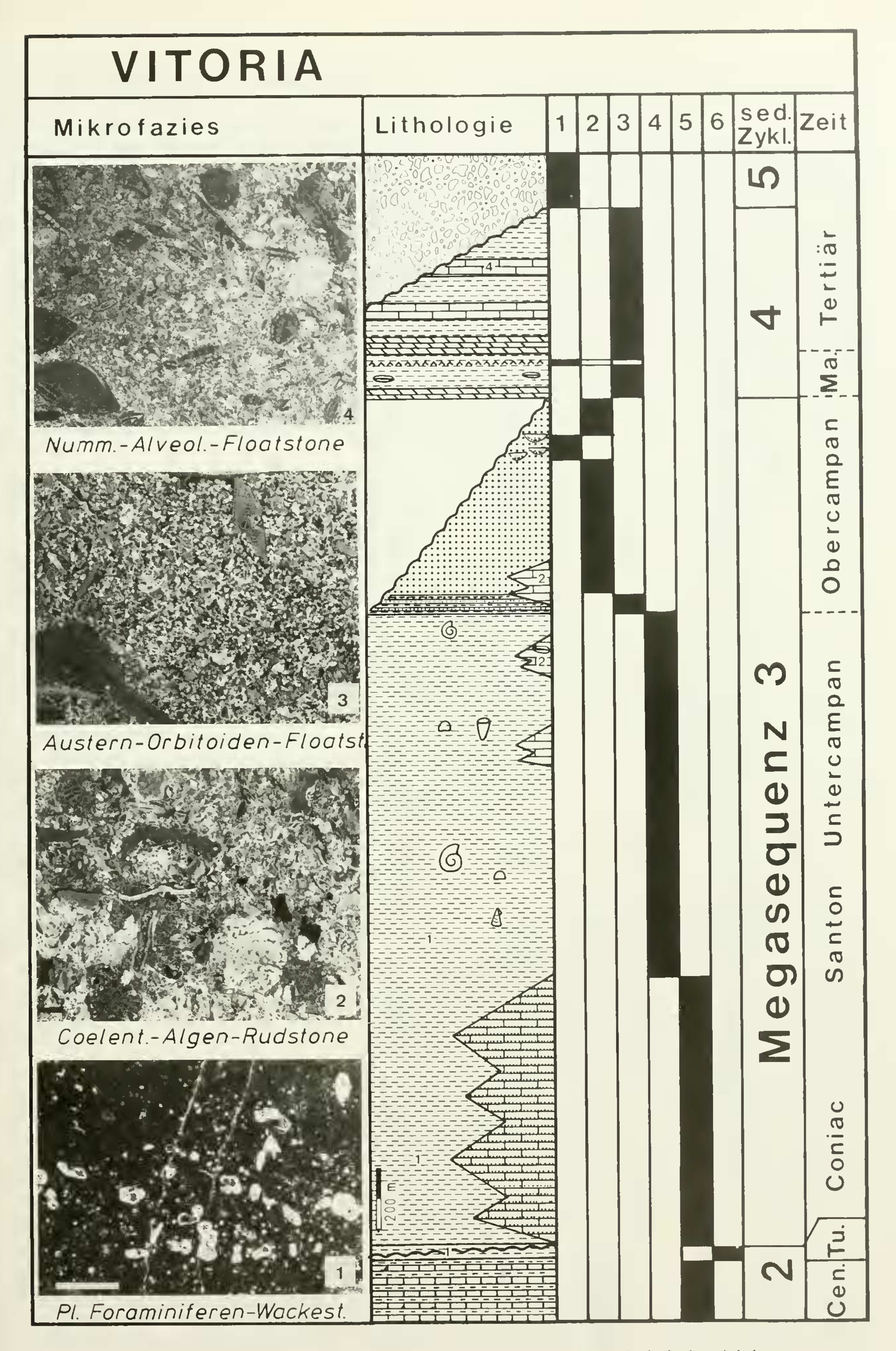


Abb. 10. Oberkreide/Alttertiär-Profil des Vitoria-Beckens, zentraler Bereich des basko-kantabrischen Raumes. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

raminiferenfauna. Dies würde auf Ablagerung im tiefen Subtidal hindeuten.

Der regressive Trend der Megasequenz 3 hält im Oberen Campan an, das in Form fluviatiler Sande in weiter Verbreitung vorgelegen haben dürfte. Leider ist es im Westen des Beckens von Vitoria nur in Form einzelner Erosionsrelikte erhalten geblieben (Abb. 10). Ein derartiges Erosionsrelikt stellt das teilweise erhaltene Diapirdach des Murguía-Diapirs dar. Allerdings handelt es sich hier wiederum um eine Sonderfazies, eine relativ ausgedehnte Karbonatplattform. Der Riffschutt enthält an organischen Resten vor allem Algen, orbitoide Großforaminiferen, Schwämme, Korallen und Rudisten (Abb. 10.2). Dieser „Oro-Kalk" (v. Stackelberg 1967) zeigt regressiven Charakter und wird von einem im höchsten Campan progradierenden Delta zugeschüttet. Diese Delta-Schüttungen des Oberen Campan sind zwar überwiegend marin, im hangenden Teil der Serie treten jedoch auch fluviatile Rinnen, Paläoböden und limnische Ablagerungen auf. Orbitoide Großforaminiferen und Austernbioherme besiedelten die marinen Bereiche des Deltas (Abb. 10.3). Der regressive Trend der Megasequenz 3 ist damit deutlich geworden. Er führt im Vergleich zur einheitlichen Fazies-Entwicklung im transgressiven Cenoman und Turon erneut zu erhöhter Fazies-Diversität. Diese wird noch erhöht durch auch im Becken von Vitoria spürbare Diapirbewegungen, die eine Ursache von „subherzynischen" Diskordanzen im höheren Teil der Megasequenz darstellen. Diese Diskordanzen sind aber außerdem ein Ausdruck 1. kompressiver Bewegungen, die mit dem gleichzeitigen Ausklingen des Spreading in der Biskaya – bei Fortsetzung im Atlantik – im Zusammenhang stehen. Nachlassen der Subsidenz führt schließlich im Obercampan zur Anlage einer 3. Delta-Phase, die das Maximum der Regression und gleichzeitig das Ende dieser Megasequenz markiert.

3.4.1.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase

Die Basis der vorliegenden Megasequenz ist im Becken von Vitoria von einer deutlichen sedimentären Ruptur gekennzeichnet. Das Maastricht (Abb. 10) ist transgressiv entwickelt und überwiegend marin. Vereinzelte Lagen mit Gipsknollen lassen Verlandungstendenzen vermuten. Im Maastricht überwiegt die Sedimentation dolomitischer Mergel und Kalke. Die Kreide/Tertiärgrenze liegt in einer sandig-dolomitisch-mergeligen Folge. Die Fazies-Vielfalt nimmt weiterhin zu, insbesondere im Paläozän kommt es zu extremen lokalen Faziesvarianten: Algenkalke, Bryozoenkalke, Lagunenkalke mit Cyanophyceen-Onkoiden u. a. Diese Kalke sind weithin dolomitisiert („Dan-Dolomite"). Eozän folgt teilweise diskordant und stellt einen letzten transgressiven Puls von relativ weiter geographischer Verbreitung dar. Es ist weithin einheitlich als Nummuliten-Alveolinen-Kalk (Abb. 10.4) ausgebildet.

Das Ende der Megasequenz 4 ist im Becken von Vitoria nicht erkennbar, da die folgenden Konglomerate des Oligozän diskordant übergreifen (Abb. 10). Diese könnten als Megasequenz 5 bezeichnet werden, werden aber hier nicht berücksichtigt, da sie den postorogenen Sedimentationszyklus einleiten.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß das Bekken von Vitoria ein Intraschelf-Becken darstellte, in dem es zu mächtiger, aber recht monotoner Sedimentation von Foraminiferen-Wackestones (Abb. 10.1) gekommen ist. Sedimentation von Kalkturbiditen spielt eine nur untergeordnete Rolle. Maxima tektonischer Aktivität liegen im Turon, im Grenzbereich Campan/Maastricht und an der Eozän/Oligozän-Grenze. Sie bedingen die Lückenhaftigkeit des Gesamtprofils (Abb. 10) an diesen Stellen, sind aber vor allem mit intensivem Diapirismus während der Oberkreide verknüpft, der eine größere Zahl von Sonderfazien im Bereich des Vitoria-Beckens verursacht hat. Die kompressive Tektonik der Oberkreide wird mit beginnender Subduktion am südkantabrischen Kontinentalrand in Verbindung gebracht. Die tektonische Aktivität gipfelt in pyrenäischen Bewegungen an der Eozän/Oligozän-Grenze, die zur endgültigen Heraushebung und Auffaltung des basko-kantabrischen Schelfbeckens geführt haben.

Der transgressiven Megasequenz 2 stehen die regressiven Sequenzen 3 und 4 gegenüber. Dieser regressive Trend bedingt gleichzeitig eine Zunahme der Faziesdiversität im Grenzbereich Kreide/Tertiär, parallel auch von einem Anstieg der Faunen- und Florendiversität begleitet. Episodisch auftretende Karbonatplattformen enthalten entweder Milioliden-Vergesellschaftungen oder solche aus Großforaminiferen, Algen, Korallen und mitunter auch Austern. Sie unterscheiden sich damit qualitativ deutlich von den Rudisten-Orbitolinen-Assoziationen der Urgon-Plattformen (s. Abschn. 3.2). Die Mittelkreide-Transgression der höheren Megasequenz 2 hat sich für diese Assoziationen letal ausgewirkt: Orbitolinen, Praealveolinen und zahlreiche Urgon-Rudisten sind der Pelagisierung nicht nur des basko-kantabrischen Schelfs, sondern weiter Schelfbereiche überhaupt zum Opfer gefallen. Demgegenüber konnten sich mit dem Transgressions-Event die planktonischen Foraminiferen, Ammoniten, Inoceramen und irregulären Seeigel bevorzugt entwickeln und sind im vorliegenden Sedimentationsraum entsprechend dokumentiert.

3.4.2 Biskaya-Synklinorium (Abb. 11)

Lage und Verlauf des Biskaya-Synklinoriums sind aus Abb. 2–4 zu entnehmen. Das Kreide/Alttertiärprofil und seine Deutung sind in Abb. 11 enthalten.

3.4.2.1 Megasequenz 2, oberer Teil = Maximaltransgression

Auch im Biskaya-Synklinorium nimmt der transgressive Charakter innerhalb dieser Megasequenz kontinuierlich zu. Die stärker sandige Hintergrundsedimentation des höheren Alb geht mit dem Cenoman in eine mergelige Grundsedimentation über, die ± unverändert bis ins Alttertiär andauert (Abb. 11). Mit der Zunahme feinkörnigerer Sedimente werden ab Untercenoman ebenfalls feinkörnige Turbidite (Abb. 11.2) sedimentiert. Ab ?Mittel/Obercenoman, vielleicht bereits früher, kommt es zur Intrusion und Extrusion von Alkalimagmatiten. Die Intrusiva stecken teilweise als Lagergänge oder größere Intrusivkörper im Alb und/oder Cenoman (z. B. bei Zumarraga).

ÖSTL. BISKAYA-SYNKL.

Mikrofazies | Lithologie | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | sed. Zykl. | Zeit

4
Plankt. Foram.-Wackestone

3
Wackest. mit großen Extrakl.

2
Feinkörniger Turbidit

1
Orbitolina-Floatstone

Megaseq. 4
Megasequenz 3
Megasequenz 2

Tertiär
Ma.
Obercampan
Cenoman Turon
Alb

200 m

Abb. 11. Oberkreide/Alttertiär-Profil der Biskaya-Synkline. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

Bei Aguineta (10 km N' Zumarraga, Prov. Guipúzcoa) schalten sich im Cenoman zudem grobkörnige Kalkarenite und Kalkrudite ein. Sie enthalten u. a. Rotalgen, agglutinierende Großforaminiferen (Lituoliden, Orbitolinen: Abb. 11.1), andere benthonische und planktonische Foraminiferen, Austern- und Echinodermenschill. Die Herkunft dieser Kalkturbidite ist in Seamounts oder nahe gelegenen tektonischen Hochs zu suchen (z. B. im Bereich des Aitzgorri-Hochs).

Im Turon dürfte das Maximum vulkanischer Tätigkeit anzusiedeln sein mit der Extrusion von mehreren 100 m von Pillow-Laven, vulkanischen Aschen und Auswurfmaterial, die vielfach wiederum von Gängen durchschlagen sind (Abb. 11). Vermutlich haben einzelne Vulkane die Wasseroberfläche erreicht und Inseln gebildet. Dies hat lokal zur Bildung vulkano-detritischer Turbidite geführt.

Die mergelige Grundsedimentation enthält praktisch nur Calcisphären und planktonische Foraminiferen (Abb. 11.4). Radiolarienführung scheint auf feinkörnige Kalkturbidite beschränkt zu sein (Abb. 11.2). Gegen Ende des Turon sind die Maxima der Planktonführung und der mittelkretazischen Transgression erreicht. An dieser Stelle wird die Grenze zwischen Megasequenz 2 und 3 gezogen.

3.4.2.2 Megasequenz 3 = 1. Regressions- und Kompressionsphase

Die mergelige Grundsedimentation setzt sich in Coniac und Santon hinein fort. Ab Campan werden im E-Teil des Biskaya-Synklinoriums mächtige Kalkturbidite und Debris-Flows (Abb. 11.3) geschüttet. Sie enthalten orbitoide Großforaminiferen, Austern- und Rudistenschill. Im W-Teil des Synklinoriums baut sich u. a., im S von Guernica, ein klastischer Turbiditfan vor. Die grobkörnigen Turbidite werden bei gleichzeitiger Abnahme der Korngröße in die Beckenlängsachse von NW nach SE eingeregelt. Die Turbidit-Sedimentation geht konform mit dem Maximum der Delta-Progradation im Becken von Vitoria und kennzeichnet wie dieses das Ende dieser Megasequenz.

3.4.2.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase

Mit Beginn dieser Megasequenz kommt es zur Sedimentation von Mergeln und Mergelkalken des Maastricht, die von roten Paläozän-Kalken überlagert werden. Im Oberen Paläozän und bis ins Mitteleozän werden in die mergelige Grundsedimentation verstärkt proximale klastische Turbidite eingelagert (Mir et al. 1971). Damit dürfte hier das Ende der regressiven Megasequenz 4 erreicht sein.

Mergel und Paläozän-Kalke sind durch hohe Planktonführung (Abb. 11.4) ausgezeichnet. Ammoniten und Inoceramen stellen das vorherrschende Megafaunen-Element im kretazischen Teil des Biskaya-Profils dar. Belemniten fehlen dieser Folge dagegen völlig. Auch das Biskaya-Synklinorium dürfte aus einem Intraschelf-Becken hervorgegangen sein.

3.4.3 Deva-Synkline
(Abb. 12)

Die Deva-Synkline stellt die nördlichste der etwa NW-SE-streichenden Synklinen dar (Abb. 1–4), von der allerdings nur der Südteil im Küstenbereich der Provinzen Guipúzcoa und Vizcaya onshore erhalten ist. Abb. 12 zeigt die hier interessierende Profilfolge.

3.4.3.1 Megasequenz 2, oberer Teil = Maximaltransgression

Schon im Alb, also im tieferen Teil der Megasequenz 2, weicht die Sedimentation in der Deva-Synkline deutlich von der Sedimentation der südlichen Becken ab (vgl. Abschn. 3.4.1). Sie besteht hier aus mehrere 100 m mächtigen Prodelta-Tonen und -Silten, in die sandige Prodelta-Turbidite eingeschaltet sind. Gelegentlich treten mächtige Rutschhorizonte hinzu, die einige 10er m mächtig sind und mehrere 100 m Längsausdehnung besitzen (z. B. Raum Deva). Bei Ondarroa schalten sich im Küstenbereich Konglomerate und Brekzien des Oberalb ein (Voort 1964), die als Innerfan-Bereich betrachtet werden können. Die Größe der Komponenten schwankt zwischen wenigen cm und mehreren m. Slumping-Strukturen und Debris-Flows sind häufig. Die Komponenten bestehen aus Quarziten, Kristallin-Material, Lyditen, Sandsteinen, Tongallen und Karbonaten (Abb. 12.1). In einzelnen Lagen sind karbonatische Fossilien (z. B. Korallen, Sklerospongier, Orbitolinen u. a.) direkt in die Matrix eingelagert. Die Schüttungsrichtung dieser Konglomerate weist von N nach S. Als Liefergebiet bieten sich zwei Möglichkeiten an: (1) Herkunft von einem Basement-Hoch (vgl. Le Danois-Bank vor Asturien, Abb. 6b), das in den heute verschuppten Schelf, vor der nordspanischen Küste einbezogen wurde, oder (2) Herkunft vom Landes-Block im NE (Abb. 5a).

Im Turon folgen planktonreiche pelagische Kalke (Aichurri-Kalk, Herm 1965). Das Maximum der Transgression fällt mit einem Minimum des silikoklastischen Einflusses zusammen und damit auch mit dem Ende dieser Megasequenz.

3.4.3.2 Megasequenz 3 = 1. Regressions- und Kompressionsphase

In die überlagernden Mergel des Coniac und Santon schalten sich zunächst vereinzelt, dann verstärkt Turbidite (Abb. 12.2) ein. Seine maximale Entwicklung und das Maximum silikoklastischen Einflusses erreicht dieser „Oberkreide-Flysch“ im Oberen Campan. Die Schüttungen sind NE-SW orientiert (D. Richter 1964, Kruit et al. 1975).

3.4.3.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase

Das Maastricht ist wiederum in Form pelagischer Kalke und Mergel entwickelt, in die sich nur im Obermaastricht vereinzelte sandige Turbidite einschalten. Unteres Paläozän liegt in der Fazies roter pelagischer Kalke vor, wobei die Rotfärbung nach Hanisch (1978) von Diapir-Aufbrüchen stammt. Es wird im höheren Paläozän und Eozän von mächtigen Turbiditen des „Tertiär-Flyschs“ abgelöst. Damit endet hier die Megasequenz 4, jüngere Sedimente sind nicht bekannt (Kruit et al. 1975, van Vliet 1978).

DEVA

Mikrofazies | Lithologie | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | sed. Zykl. | Zeit

Plankt. Foram.-Wackestone

Plankt. Foram.-Packstone

Grobkörniger Turbidit

Floatstone

4
2,3
2,3
200 m

Ms 4
Megasequenz 3
Ms 2

Tertiär
Maastr.
Campan
Coniac Santon
Tu.
Cen.
Alb

Abb. 12. Mittelkreide/Alttertiär-Profil der Deva-Synkline. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

Auffallend ist die sehr hohe Planktonführung der Maastricht/Paläozän-Mergel und -Kalke (Abb. 12.3, 12.4) und eine relative Häufigkeit pelagischer Megafossilien im Maastricht (Inoceramen, Ammoniten). Der kritische Faunen/Florenschnitt an der Kreide/Tertiärgrenze ist im Profil von Zumaya (Prov. Guipúzcoa) bestens zugänglich und mehrfach untersucht (Herm 1965, Wiedmann 1969). Planktonische Foraminiferen und Ammoniten zeigen in den letzten Profilmetern des Maastricht deutliche Anzeichen von ökologischem Streß (Zwergwuchs, aberrantes Wachstum), für den es jedoch in der kontinuierlichen Beckenfazies im Grenzbereich Kreide/Tertiär keinerlei Hinweise gibt.

Vor allem aber weicht die Deva-Synkline in ihrer Sedimentations- und Subsidenzgeschichte deutlich von den südlich anschließenden Becken ab. Offen-marine Becken-Sedimentation blieb hier praktisch während der gesamten Oberkreide und des Alttertiärs konstant erhalten (Abb. 12). Erst die allen Bereichen gemeinsame post-eozäne pyrenäische Orogenese hat dann auch hier das plötzliche Ende der marinen Sedimentation herbeigeführt und auch dieses Becken über die Küstenlinie angehoben.

Die recht unterschiedliche Subsidenzgeschichte von Vitoria-Becken, Biskaya-Synklinorium und Deva-Synkline, die in sehr unterschiedlichen Fazien zum Ausdruck kommt, deutet auf eine Trennung dieser Becken zumindest ab Alb durch Schwellenbereiche (Basement-Hochs) hin. Dies wird durch unterschiedliche Richtungen des Sedimenttransports bestätigt. Wie bereits zuvor erwähnt, haben sich die Schwellen als Basement-Hochs schon in einem frühen Stadium der Grabenbildung etwa an der Jura/Kreidegrenze gebildet. Das Kippschollen- und Horst/Graben-Relief des originären Graben- und späteren Kontinentalrandes hat damit die Sedimentationsgeschichte dieses Randes bis hin zur Orogenese maßgeblich mitbestimmt.

3.4.4 Becken von Altnavarra (Abb. 13)

Eine Sonderstellung nimmt das Becken von „Altnavarra" (Wiedmann 1962a, 1962b, 1980a) oder Estella (Abb. 13) in seiner marinen Kreide-Entwicklung ein. Obwohl auch die verstärkte Subsidenz dieses Beckens mit Kippschollen-Tektonik (Reitner 1982) und damit der Öffnung des Biskaya-Ozeans in Verbindung gebracht werden kann, spielt der Diapirismus bei der Entwicklung dieses Beckens eine besonders große Rolle. Die marine Entwicklung beginnt hier im Mittelalb, also mit Megasequenz 2, und ist in ihrem Fortgang insbesondere von den Diapiren Maestu im W und Estella im E beeinflußt (Abb. 2, 3).

Der Estella-Diapir wurde im Detail von Pflug (1967) untersucht, Beiträge zur Stratigraphie von Estella-Kreide und -Alttertiär lieferten Mangin (1960), Wiedmann (1960, 1962a, 1980a), Ramirez del Pozo (1971), Wiedmann & Kauffman (1978), Lamolda et al. (1981).

3.4.4.1 Megasequenz 2 = Maximaltransgression

Die marine Sedimentation setzt im höheren Mittelalb mit einer 700 m mächtigen Folge von Sandsteinen, Siltsteinen und Kalkareniten ein. Eine parrezifale Fauna mit Mesorbitolinen (*M. texana:* Abb. 13.1), solitären Korallen, Austern, regulären und irregulären Echiniden und Krebsresten deutet auf eine proximale Delta- und Prodelta-Fazies hin. Eine hermatype Riffauna konnte sich wegen des starken terrigenen Einflusses nicht entwickeln.

Im tieferen Oberalb (mit *Hysteroceras orbignyi)* wird diese Fazies von Prodelta-Tonen und -Silten mit eingeschalteten Sideritknollen abgelöst. Diese Sedimentation hält bis ins Untercenoman (mit *Mantelliceras hyatti)* an und erreicht eine Mächtigkeit von 1100 m.

Erst im Mittelcenoman erfolgt dann eine rasche Abnahme des klastischen Anteils. Tonige Mergel bilden eine Calcisphären-Spiculae-Wackestone-Fazies, die eine diverse pelagische Fauna enthält, insbesondere planktonische Foraminiferen *(Rotalipora cushmani),* Ammoniten *(Euomphaloceras inerme)* und Inoceramen. Das Obercenoman ist in Form karbonatdominierter Kalk/Silt-Turbidite (Ta, Tab, sensu Piper 1978) als „Flysch à boules" entwickelt. Die weiterhin zunehmende Subsidenz wird im hohen Planktonanteil der Mikrofauna deutlich *(Rotalipora cushmani, Whiteinella archaeocretacea).* Ammoniten *(Metoicoceras geslinianum, Calycoceras* cf. *paucinodatum)* dominieren weiterhin in der Megafauna. Die Gesamtmächtigkeit des Cenoman erreicht 1000 m.

Die gleiche Litho- und Biofazies setzt sich ins Unterturon hinein fort *(Vascoceras* sp., *Jeanrogericeras binicostatum, Schindewolfites ganuzai, Mytiloides opalensis, M. mytiloides, Whiteinella archaeocretacea).* Demgegenüber entwickeln sich die dunklen, tonigen Mergel des Mittel/Oberturons durch allmähliche Abnahme der Kalkbänke als Calcisphären-Packstone-Fazies (Abb. 13.2). Die maximale Entwicklung pelagischer Faunen (Calcisphären, planktonische Foraminiferen: *Praeglobotruncana helvetiva, Marginotruncana schneegansi,* Ammoniten: *Fagesia, Neoptychites, Pseudaspidoceras armatum, Romaniceras inerme* und Inoceramen: *Mytiloides subhercynicus, M. hercynicus)* deuten auf maximale Transgression und Wassertiefe im Oberturon hin (Wiedmann 1960, 1964, 1980a). Die Gesamtmächtigkeit des Turon beträgt etwa 200 m.

Von Interesse ist, daß im höheren Turon gleichzeitig auch eine deutliche Verschiebung im Spektrum der benthonischen Foraminiferen erkennbar ist: Während bisher die Kalkschaler dominierten, überwiegen nun Sandschaler bei gleichzeitiger Änderung des Artenspektrums. Dieses ist auf primitive Vertreter der Trochaminiden, Textulariiden und Ataxophragmiiden beschränkt. Kalkschaliges Benthos und Planktonten können außerdem Anlösungserscheinungen zeigen, d. h. Absenkung bis an oder sogar unter CCD kann angenommen werden.

Für eine starke Zunahme der Subsidenz im höheren Teil der Megasequenz 2 des Beckens von Altnavarra sprechen außerdem folgende Trends der organischen Entwicklung: (1) Ablösung der ungekielten Formen bei den planktonischen Foraminiferen zunächst durch einkielige, später durch doppelkielige Formen mit hohem Gehäusequerschnitt (Hart & Bailey 1979); (2) Vormacht „borealer" Gattungen gegenüber mediterranen Formengruppen bei den Ammoniten (Wiedmann 1975, 1976, 1980a) und (3) Häufigkeit der gleichfalls als „boreal" geltenden Inoceramen gegenüber Austern. Gleichwohl fehlen aber auch hier die Belemniten völlig.

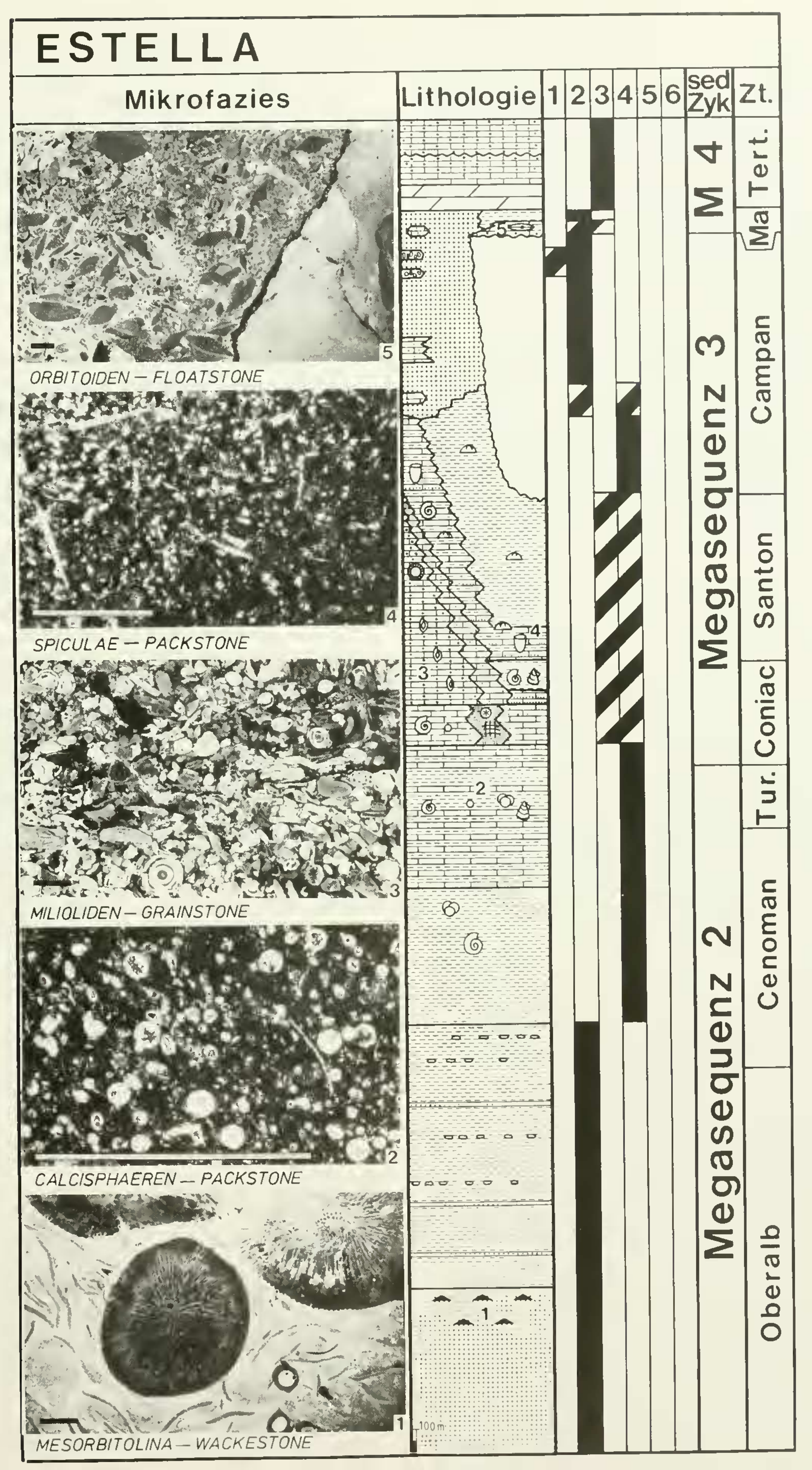


Abb. 13. Mittelkreide/Alttertiär-Profil des Estella-Beckens. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

3.4.4.2 Megasequenz 3 = 1. Regressionsphase, hier Diapirismus

An der Turon/Coniacgrenze, die durch die Gattungen *Romaniceras* und *Barroisiceras* eingegrenzt werden kann, ist kein wesentlicher fazieller Unterschied gegenüber dem liegenden Turon erkennbar. Allerdings läßt die benthische Mikrofauna (Regeneration des kalkigen Benthos und Vorherrschen der Ataxophragmiiden) den Beginn einer regressiven Sequenz erkennen. Diese Entwicklung wird im Verlauf des Coniac durch eine deutliche Zunahme der Karbonat-Sedimentation manifest. Im Mittelconiac kommt es zu einer raschen Faziesänderung durch die Ausbildung einer etwa 170 m mächtigen flachmarinen Karbonatplattform, die ein Korallen/Rudisten-Bioherm darstellt. Die Entwicklung dieser nur lokalen Plattform steht in klarem Zusammenhang mit dem Aufstieg der Diapire von Estella und Maestu (Abb. 14, Abschn. 4). Schüttungen einer Mikrobrekzien-führenden Packstone-Fazies mit restriktivem Faunencharakter in randliche Becken-Bereiche deuten eine beginnende Reliefversteilung an. Im Hangenden der Kalke verstärkt sich die mit dem regressiven Charakter dieser Sequenz verknüpfte Faziesdiversität weiterhin.

Im Südteil des Estella-Beckens, bei Oteo, setzt sich die regressive Entwicklung konsequent fort. Dies führt hier zur Bildung eines Schwellenbereichs, der bis ins unterste Untercampan hinein persistiert. Demgegenüber entwickelt sich im NE-Teil von Altnavarra, bei Zudaire, eine transgressive Phase der Sedimentation heraus, die während des Obersanton durch eine Faunenassoziation des oberen Bathyals gekennzeichnet ist *(Dicarinella* u. a. Planktonten).

Die Schwellensedimente im S bestehen im Zeitraum Oberconiac-Mittelsanton aus quarzreichen Milioliden-führenden Grain- und Rudstones (Abb. 13.3). Diese flachmarinen Karbonatsande wurden teilweise im vadosen Bereich zementiert und stellen z. T. Barren am Plattformrand dar. Für das Obersanton ist hier eine Gastropoden- und Milioliden *(Lacazina elongata)*-führende Floatstone-Fazies charakteristisch, die einen lagunären Faziesbereich repräsentiert. Insgesamt betrachtet, fällt die Fauna durch deutlich geringere Diversität auf, ein Fehlen hermatyper Organismen und eine große Densität bei den Milioliden. Diese Faktoren weisen in ihrer Gesamtheit auf Extrembiotope hin, wie sie in restriktiven Lagunen und hypersalinen Bereichen anzutreffen sind.

Die Schüttungen dieser Schwelle lassen sich bis in den NE-Teil des Beckens verfolgen. So stellen die Kalkbänke des Oberconiac (als Spiculae-Packstones: Abb. 13.4) und die untersantone Kalk/Mergel-Wechselfolge in diesem Bereich den distalen Teil dieser Schüttungen dar. Im hangenden Obersanton entwickelt sich hier eine monotone Folge dunkler Mergel; Campan existiert in diesem Beckenbereich nicht (Abb. 13).

Demgegenüber erreicht das Campan im W' Teil des Altnavarra-Beckens Mächtigkeiten von bis zu 1400 m. Faziell läßt es sich in drei Einheiten gliedern: Auf knollig verwitternde Kalke (Spiculae-Wackestones) und Mergel mit reicher Schwamm-, Echiniden- und Lamellibranchiatenfauna des Untercampan folgt zunächst ein gebankter Kalkarenit-Komplex (aus Orbitoiden-Peloidpack/grainstones), der mit *Orbitoides media* und *Siderolites vidali* unterem Obercampan entspricht. Dieser wird im höheren Obercampan von tonigen Feinsanden, Tonen und kieseligen Sandsteinen eines aus SW progradierenden Deltas abgelöst, das auch hier das Maximum der Regression charakterisiert (vgl. Abschn. 3.4.1). Resedimentierte Triasgerölle des extrudierenden Maestu-Diapirs sind im höheren Campan häufig.

Wie bereits erwähnt (Abb. 13), keilt das Campan nach NE rasch aus und fehlt im Raum von Zudaire bereits völlig. Allerdings dürfte hier zusätzlich zum primären Ausdünnen der Schichtfolge noch eine Erosionsdiskordanz des transgressiven Obermaastricht hinzukommen. Beide Phänomene sind als Folge des endgültigen Aufstiegs des Estella-Diapirs zu sehen.

3.4.4.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase, hier anhaltender Diapirismus

Das im gesamten Becken von Altnavarra vorhandene, etwa 80 m mächtige Maastricht besteht im W' Beckenteil aus kalkigen und kieseligen Sedimenten, die wiederum Triasgerölle führen. Diese klastische Sedimentation verzahnt sich ostwärts mit einer mehr karbonatischen Fazies. So besteht das im E' Beckenbereich diskordant dem Santon auflagernde Obermaastricht aus gebankten Flachwasser-Kalkareniten (Orbitoiden-Grain/Rud/Floatstones: Abb. 13.5) mit einer reichen Orbitoidenfauna *(Orbitoides apiculata, Omphalocyclus macroporus, Lepidorbitoides socialis, Clypeorbis mamillata, Siderolites calcitrapoides)*, mit Bryozoen, regulären Echiniden und Algen. Diese Kalke stellen ebenfalls wieder Schüttungen vom Diapirdach des aufsteigenden Estella-Diapirs dar. Sie werden überlagert von weiteren kalkigen Sandsteinen und siltigen Mergeln, mit denen das Maastricht endet. Hierüber folgt konkordant im gesamten Beckenbereich der Paläozän-Dolomit (vgl. auch Abschn. 3.4.1). Nummuliten/Alveolinen-Kalke des Mitteleozän stellen nochmals einen transgressiven Puls im Bereich der Megasequenz 4 dar, die mit höherem Eozän endet und auch hier diskordant von Konglomeraten des Oligozän überlagert wird. Dies entspricht auch hier der Basis der postorogenen Megasequenz 5.

Die hier behandelte Entwicklung des Beckens von Altnavarra läßt sehr deutlich den Einfluß des Salzdiapirismus auf den sedimentären Ablauf und die Subsidenzgeschichte am basko-kantabrischen Kontinentalrand erkennen. Sie hat damit repräsentative Bedeutung für zahlreiche andere Bereiche des Basko-Kantabrikums, in denen Diapirismus eine zwar nicht synchron vergleichbare, aber doch analoge Rolle gespielt hat (vgl. wiederum Abschn. 3.4.1). Auf die Bedeutung dieses Diapirismus wird daher im folgenden Kapitel gesondert eingegangen.

Hier bleibt so viel festzuhalten, daß die Tendenzen der Subsidenz-Entwicklung, d. h. der transgressive Charakter der Megasequenz 2, der regressive Trend der Megasequenzen 3 und 4, auch in der Diapir-bestimmten Entwicklung des Estella-Beckens angedeutet sind, aber im Detail vielfach vom Diapirismus überprägt werden. Dies mag bereits für die am S-Rand des basko-kantabrischen Schelfs nicht zu erwartende, ungewöhnlich starke Subsidenz während der gesamten Megasequenz 2 gelten. Diese kann zwar durch verstärkte Kippschollen-Tektonik und die Bildung eines Halbgrabens (Reitner 1982, Abb. 5) erklärt werden, zusätzliche Salzabreicherung im Untergrund ist jedoch ebenso wahrscheinlich.

Die aus der Entwicklung von Diapirdächern abzuleitenden Sonderfazien der höheren Oberkreide beschleunigen und ver-

stärken zwar den regressiven Charakter der Megasequenz 3, die sich gleichzeitig eintiefenden Diapir-Randsenken mit extremen Mächtigkeiten und transgressiver, pelagischer Fazies- und Faunenentwicklung verlaufen diesem Trend jedoch entgegen. Ebenso müssen hier auch Erosionshiaten – wenigstens zum Teil – mit Diapirbewegungen in Verbindung gebracht werden. Auch die organische Entwicklung paßt sich dieser Sonderentwicklung an. Das bedeutet aber auch, daß das Bekken von Altnavarra während seiner gesamten marinen Entwicklung ab Mittelalb über die N' Schwellenregionen der Barranca, der Aitzgorri- und Arno-Antiklinen mit dem offenen Biskaya-Ozean in Verbindung gestanden haben muß.

4. DIAPIRISMUS UND SUBSIDENZ DES BASKO-KANTABRIKUMS

(Abb. 3, 14, 15)

Bedeutung und Rolle des Salzdiapirismus am Bau der atlantischen Kontinentalränder ist seit langem bekannt (Mascle 1977). Nirgends ist dieser Diapirismus jedoch unter so günstigen Aufschlußbedingungen unmittelbar analysierbar, wie im Bereich der Basko-kantabrischen Ketten. Lotze (1955) hat dies erstmals erkannt und auf Zusammenhänge mit alten Störungssystemen (Diapirzone Dax-Estella) einerseits und der Sedimentauflast andererseits (Lage der Diapirkette Villasana d. M.-Orduña-Maestu-Estella parallel zu Maximalmächtigkeiten der tieferen Oberkreide) hingewiesen. Brinkmann & Lögters (1967) legten eine erste umfangreiche Materialsammlung mit Detailstudien an Einzeldiapiren vor, die die Bedeutung älterer (z. T. herzynischer) Störungssysteme noch unterstrich (Pflug 1967), aber gleichzeitig auch fazielle Sonderentwicklungen durch Diapirbewegungen erkennen ließ, bis hin zum Nachweis erster Keuper- und Salinareruptionen im Campan (v. Stackelberg 1967). Wiedmann (1980a) hat die Bedeutung des Diapirismus für die Entwicklung des basko-kantabrischen Kreidebeckens erneut hervorgehoben, frühe Diapirbewegungen bereits im Alb und Coniac vermutet und gleichzeitig (op. cit., Abb. 8; hier Abb. 3) auf Zusammenhänge mit NW-SE-streichenden (untergeordnet auch NE-SW-orientierten) tektonischen Strukturen hingewiesen. Neuere Untersuchungen lassen erkennen, daß es sich hierbei nahezu generell um Randstörungen des Kontinentalrandes und seiner Kippschollen handelt (Reitner 1982, Wiedmann 1982a, 1982b). Gleichzeitig wird deutlich, daß nicht allein die Sedimentauflast die Salzbewegung verursacht hat, sondern daß im Gegenteil Salzabwanderung zu den Randstörungen zur Bildung von Halbgräben auf den Kippschollen führte und damit gleichzeitig zu erheblicher lokaler Subsidenz und Sedimentation.

Neue Untersuchungen bestätigen und präzisieren diese Vorstellungen und liefern wesentliche weitere Details über die Zusammenhänge von Tektonik, Subsidenz und Diapirismus am basko-kantabrischen Kontinentalrand. Als besonders interessant erwiesen sich das Studium des Caniego-Riffs am Diapirrand bei Villasana de Mena (Reitner 1982) und die Genese des Estella-Diapirs (Schwentke 1983). Ihr Studium zeigt, daß zwar eine ± kontinuierliche Salzbewegung während der gesamten Oberkreide angenommen werden kann, daß diese aber trotzdem zu Zeiten tektonischer Maxima („austrisch", „prägosavisch", „subherzynisch"/„intragosavisch", pyrenäisch) gleichfalls kulminiert hat.

4.1 DER CANIEGO-KALK ALS DIAPIR-RIFF
(Abb. 14)

Aufsteigende Salzdiapire können in ± deltaischen Environments Hochgebiete bilden, auf denen sich Flachwasser-Organismen in Form von Pinnacle-Riffen ansiedeln können. Während dieses Vorganges kann das Diapirdach aufbrechen und ein zentrales Lagunen-Becken entstehen, das mit Ton und Salinar stark verunreinigt wird. So können sich Diapir-Atolle mit recht spezifischen Faunen/Floren-Gesellschaften bilden. Rezente Beispiele liefert der Schelf der U.S. Golfküste und Mexikos (Poag 1972, Rezak 1977).

Zwischen Villasana d. M. im W und Alsasua im E findet sich auf einer W-E-orientierten Linie eine Kette von post-urgonen Riffen des höheren Alb (vgl. Abschn. 3.3). Seit längerem interessierte die Frage, ob es sich hierbei eventuell um die Dächer von Diapirembryonen handeln könnte. Reitner (1980, 1982) hat diese Frage für die im E gelegenen Riffe negativ beantwortet und für ihre Entstehung ein Kippschollen-Hoch verantwortlich gemacht. Dies trifft jedoch für das am Diapirrand von Villasana de Mena gelegene Caniego-Riff nicht zu (Schröder 1980). Hier ist der Zusammenhang mit der Bildung einer ersten Diapirbeule im höheren Alb deutlich (Abb. 14). In der klastischen Grundsedimentation des Supra-Urgons ist hier eine Karbonatlinse von etwa 2,5 km ∅ sedimentiert worden. Sie zeigt eine deutliche Zonierung, die die Rekonstruktion eines Atolls ermöglicht: Debris-Flows im distalen Vorriff-Bereich, ein wahrscheinlicher Riffkern mit einer Skleraktinier-Stromatoporen-Algen-Boundstone-Fazies und einer folgenden Acanthochaetetes-Wackestone-Fazies und schließlich eine zentrale Lagune mit einer Rudisten-Loferit-Fazies. Autigene Quarze und Keupersedimente in den Riffkarbonaten deuten auf einen ersten Diapiraufbruch hin. Dabei handelt es sich um eines der ältesten Diapir-Ereignisse im basko-kantabrischen Raum, das gleichzeitig einen Zusammenhang mit der bereits erwähnten „austrischen" tektonischen Aktivität vermuten läßt.

Zu erneuter verstärkter Diapirbewegung durch den Villasana-Diapir dürfte es im Grenzbereich Turon/Coniac gekommen sein, an der es noch einmal zur lokalen Entwicklung von Riffkarbonaten gekommen ist (Blank 1983). Die bereits von Lotze (1960) beobachtete Mächtigkeitszunahme insbesondere des Cenoman unmittelbar N' des Diapirs dürfte auf die Herausbildung einer Diapir-Randsenke zurückzuführen sein.

Diapir-Riff-Plattformen sind im basko-kantabrischen Becken vom tieferen Apt an (Mutiloa-Plattform, vgl.

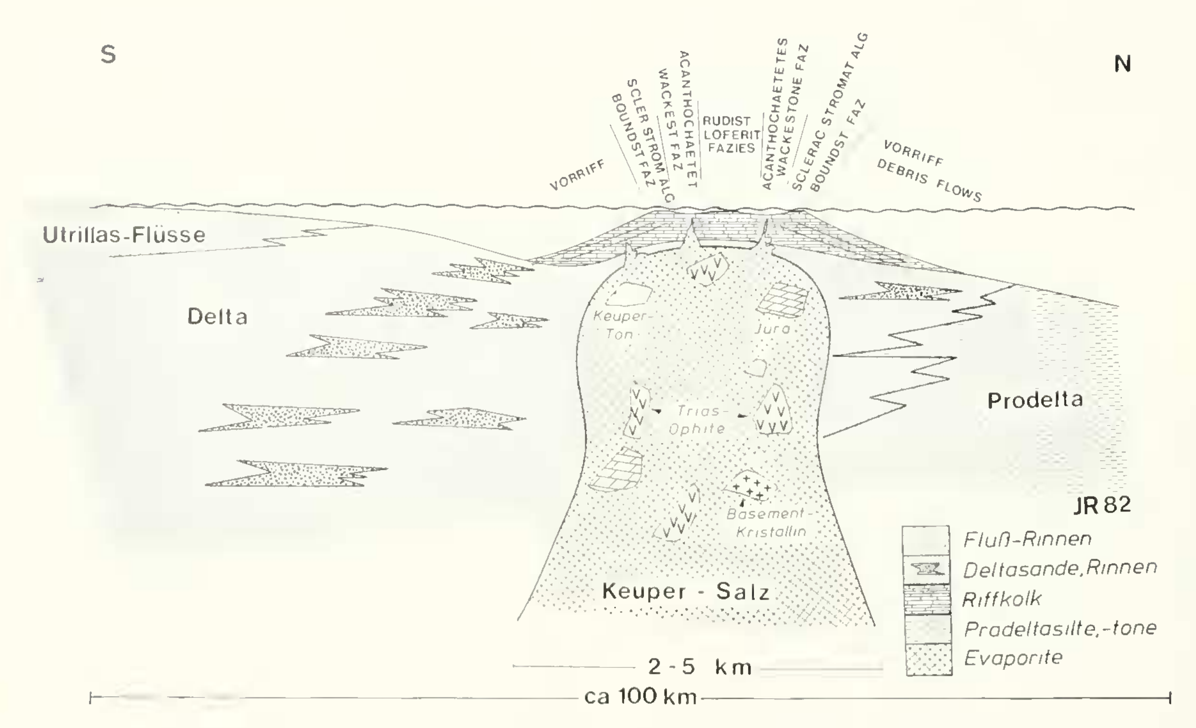


Abb. 14. Entstehung und Faziesmodell des Caniego-Riffkalkes am Villasana de Mena-Diapir (aus REITNER 1982).

Abschn. 3.2) bis ins höhere Campan (Murguía-Diapir, vgl. Abschn. 3.4.1.2) zu beobachten. Meist sind jedoch nur die entsprechenden Schüttungskörper erhalten. Eine Ausnahme stellt der Oro-Kalk im Diapir von Murguía dar (v. STACKELBERG 1967), der noch in seiner ursprünglichen Struktur und Lage als ehemaliges Diapirdach erhalten ist (Abb. 3).

4.2 ENTWICKLUNG DES ESTELLA-DIAPIRS (Abb. 15)

Bis ins Turon unterscheidet sich die Fazies-Entwicklung des Altnavarra-Profils (Abb. 13) nicht wesentlich von der der angrenzenden und ebenfalls mit der Öffnung der Biskaya zusammenhängenden Becken. Ab Coniac läßt sich dagegen eine eigene Becken-Entwicklung erkennen, die von der Halokinese stark beinflußt ist.

Es ist anzunehmen, daß die Keupersalze bereits in der Mittelkreide mobilisiert und im späteren Diapirbereich akkumuliert wurden. Ab Mittelconiac (Abb. 15a) kommt es auf diese Weise zu einem lokalen Doming oder ,,Salzkissenstadium" (TRUSHEIM 1957). Dies führt, obwohl im zentralen Biskaya-Ozean das Spreading noch anhält, zur Schwellenbildung und schließlich zur Entwicklung einer lokalen Karbonatplattform. Die Auflast dieser Plattform führt im Oberconiac und Santon (Abb. 15b) zur Salzabwanderung in W-Richtung, womit sich synchron auch die Plattformbildung nach W verlagert. Gleichzeitig sinkt der E' Beckenanteil durch ,,Massenschwund" (TRUSHEIM 1957) ab und erreicht Wassertiefen des Außenschelfs. Im W bildet sich dagegen die Hornillos-Atauri-Antikline als neuer Schwellenbereich heraus. Sie ist das Produkt der intrudierenden Salze der Diapire von Maestu und Santa Cruz de Campezo (Abb. 3). Dieser letztere ist wahrscheinlich nicht extrudiert, aber durch BOUGUER-Anomalie nachgewiesen (CARRERAS SUAREZ et al. 1978).

Im Obersanton werden im Diapirdach bereits Verhältnisse des Intertidals bis flachen Subtidals erreicht. Die Aufstiegsbewegungen sind von Schüttungen begleitet, die sich mit den Beckensedimenten verzahnen.

Im Campan entwickelt sich das ,,Diapirstadium" im W-Teil des Beckens weiter. Im Obercampan kommt es erstmals zur Extrusion von Keupermaterial, das zusammen mit mächtigen Campan-Sedimenten in sekundären Randsenken sedimentiert wird (Abb. 15c).

Infolge der Mechanik des Salzaufstiegs und durch gesteigerte Salzmobilität kommt es – zusammen mit synchroner Kompressionstektonik im Obercampan und an der Kreide/Tertiärgrenze – zu Salzaufstieg im E' Beckenteil, zur Salzabwanderung nach SE (Zufía-,,Halbdom") und schließlich im Eozän zum definitiven Durchbruch des Estella-Diapirs (PFLUG 1967). Auch diese Bewegungen sind von Schüttungen vom Diapirdach begleitet.

Ursache der großen Mächtigkeitsschwankungen im Campan des Beckens von Altnavarra ist die Salzbewegung. Der sich nach SE verlagernde Salzaufstieg (Abb. 15d) führt im Maastricht zur Reduktion dieser Schichten, teilweise zur Erosion des Liegenden. Währenddessen werden im W mächtige Delta-Sedimente in Randsenken abgelagert. Gleichzeitig verlagert sich mit fortschreitender Salzwanderung die Küstenlinie weiter nach S, bis schließlich Maastricht im W auf Campan, im E auf Santon transgrediert.

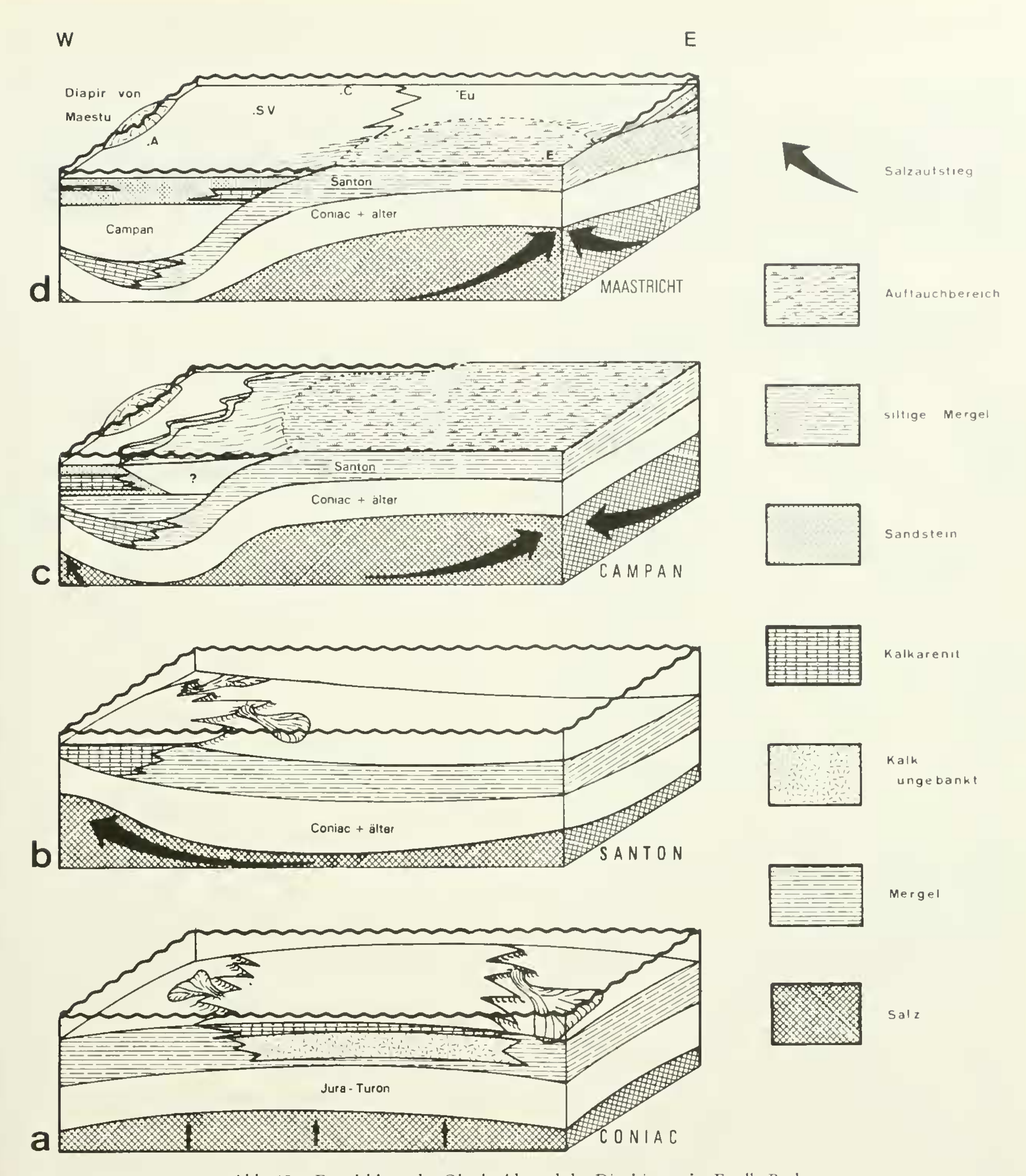


Abb. 15. Entwicklung der Oberkreide und des Diapirismus im Estella-Becken.

Auch in der Diapir-bestimmten Subsidenzgeschichte des Beckens von Estella sind damit (Abb. 13, 16) die transgressiven und regressiven Grundtendenzen der Sedimentation der Megasequenzen 2–4 in gleicher Weise entwickelt, wie auch in den übrigen Oberkreidebecken. Die regressiven Trends werden sogar durch die Entwicklung der Diapirdach-Karbonate noch verstärkt. Allerdings wird das einheitliche Bild durch die nicht konforme Subsidenz von Diapir-Randsenken verfälscht. In Diapirbereichen kann damit der normale Subsidenzverlauf eines Beckens lokal erheblich abgewandelt werden.

Die Bestandsaufnahme der Diapirdach-Sonderfazien und aller Diapir-Extrusionen ist noch nicht abgeschlossen; aber schon aus den bisherigen Untersuchungen wird deutlich, daß die erkennbaren Maxima von Diapirbewegungen mit entsprechenden Maxima tektonischer Bewegungen am basko-kantabrischen Kontinentalrand zusammenfallen. Diese Maxima liegen im Alb („austrisch"), im Grenzbereich Turon/Coniac („prägosavisch"), im Campan („Subherzynisch"/„intragosavisch") und schließlich im Eozän/Oligozän-Grenzbereich, d. h. zur Zeit der pyrenäischen Orogenese.

5. VERGLEICHENDE SUBSIDENZGESCHICHTE
(Abb. 16–18)

Die vorangehende Diskussion hat verdeutlicht, daß auch die Subsidenz-Entwicklung am basko-kantabrischen Kontinentalrand diskontinuierlich abläuft und daß dabei ähnliche Stadien oder Phasen durchlaufen werden, wie an den Rändern des zentralen Nordatlantik oder am Südatlantik (Jansa & Wiedmann 1982, Wiedmann 1982a, 1982b). Dies ist insofern interessant, als Nordatlantik, Südatlantik und Biskaya – und damit auch ihre kontinentalen Ränder – unterschiedliches Alter besitzen.

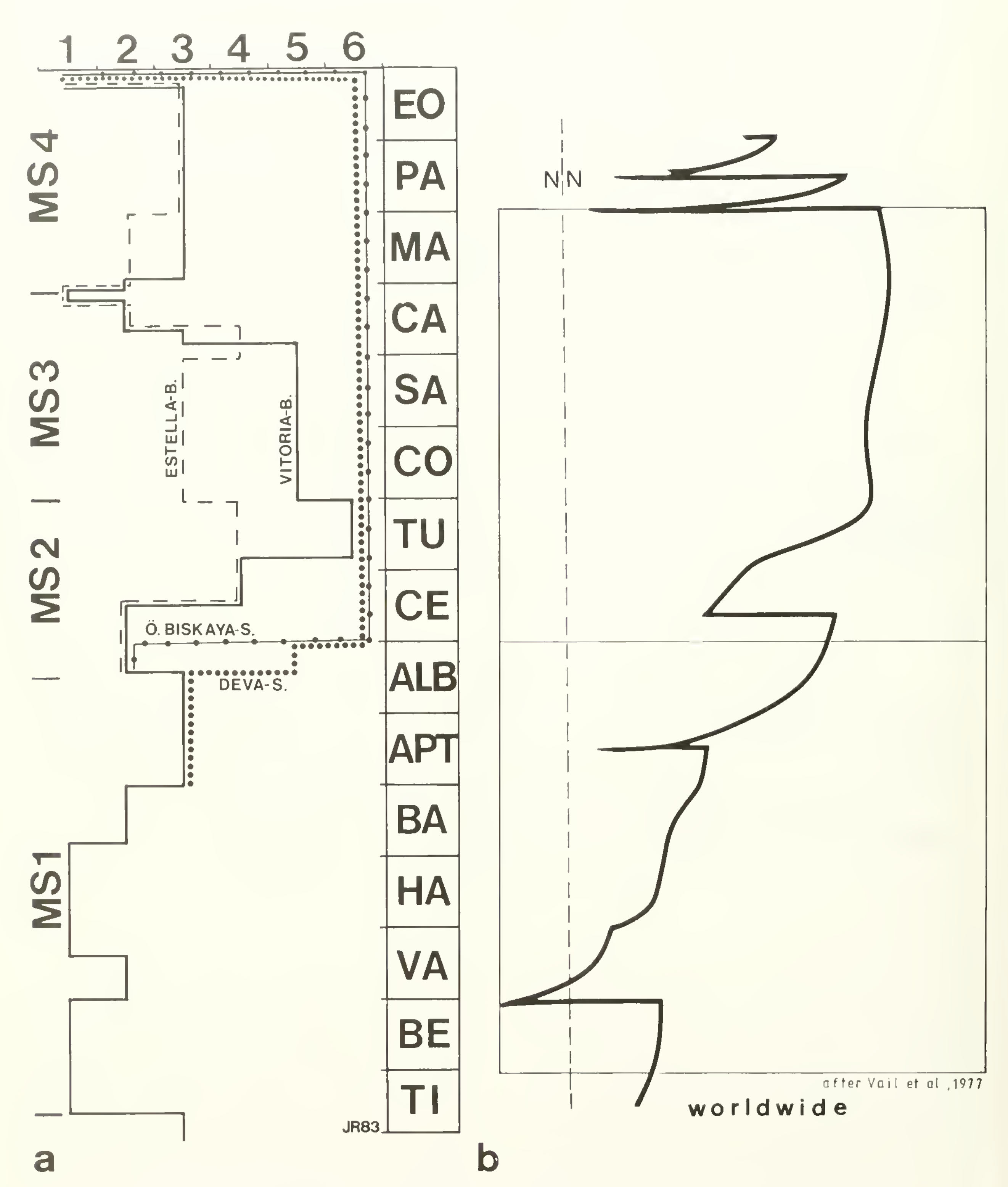


Abb. 16. Vergleich der basko-kantabrischen Environmentkurven (a) mit der Kurve globaler Meeresspiegelschwankungen (b) (b nach Vail et al. 1977).

Um einen möglichst objektiven Vergleich zu ermöglichen, wurde bei der Behandlung des Biskaya-Südrandes neutral von tektono-faziellen Großeinheiten, hier Megasequenzen, ausgegangen. Diese ermöglichen nicht nur einen objektiveren Vergleich, sondern zugleich eine bessere Beschreibung der Subsidenz-Phasen, mit denen sie weitgehend zusammenfallen. Vor allem wurde Wert darauf gelegt, die Abhängigkeit dieser Sequenzen von Tektonik, Subsidenzgeschwindigkeit, eustatischen Meeresspiegelschwankungen und nicht zuletzt auch von der Sedimentzufuhr zu beschreiben und soweit möglich auch den Faunen- und Florenrespons zu berücksichtigen.

Dabei sind natürlich (1) die Rifting- und Spreading-Geschichte der Biskaya und die resultierende Rotation der Iberischen Platte und (2) die jeweilige Tiefenlage des Untersuchungsgebiets auf dem Schelf von einiger Bedeutung.

So wurde zunächst ein eigenes Modell für die Geodynamik des Biskaya-Raumes während Kreide und Alttertiär entwikkelt und zur Grundlage der weiteren Diskussion gemacht. Bei dieser wurden – wo erforderlich – Tröge mit eigener Subsidenzgeschichte separat behandelt. Das Ergebnis ist aus Abb. 16a ablesbar, in der die rekonstruierten Environments für die Einzelbecken gesondert aufgetragen wurden und z. T. erhebliche Abweichungen erkennen lassen. Dies trifft besonders für Oberkreide und Alttertiär zu, während die Unterkreide im Untersuchungsgebiet von einem einheitlichen Subsidenztrend beherrscht ist.

Nachzutragen ist hier, daß sich zwei wichtige Subsidenz-Phasen des frühen Rifting bereits im Altmesozoikum abspielten, u. zw. zunächst in Zusammenhang mit der frühen Grabenbildung des Nordatlantik. Es sind dies

1. das frühe Grabenstadium (Abb. 18 A) mit der Ablagerung von kontinentalen Redbeds (Perm-Trias) und der In/Extrusion alkaliner Magmen (Obertrias-Lias) und

2. die Evaporit-Phase mit der Sedimentation mächtiger Salze, Gipse, Anhydrite und Dolomite (Keuper und Unterlias: Abb. 18B). Diese Salze spielen vor allem während der Oberkreide-Entwicklung des Basko-Kantabrikums eine wesentliche Rolle (Abb. 18E–G).

Im überwiegend epikontinentalen, ab Callovium sogar regressiven Jura hat sich das Rifting im Biskaya-Graben nicht fortgesetzt. Vor allem hat sich die im Südatlantik ausgeprägte und an die Evaporit-Phase anschließende

3. Schwarzschiefer-Phase mit euxinischer Becken-Entwicklung (Wiedmann 1982c, Abb. 4) in der Biskaya nicht ausbilden können, es sei denn, die Ölschiefer-Sedimentation im basko-kantabrischen Pliensbach (Dahm 1966) entspricht dieser Phase der Ozeanisierung. Das eigentliche Biskaya-Rifting findet eine zögernde Fortsetzung erst im Oberen Jura, in dem eine erneute Phase distensiver Graben/Horst- und Kippschollentektonik zur Sedimentation der transgressiven Megasequenz 1 und damit zur Entwicklung

4. einer 1. Delta-Phase („Wealden": Abb. 18C) geführt hat. In dieser Phase werden mächtige Deltafächer, kombiniert mit limnischen und brackischen Serien, von der Meseta im S (Raum Sedano, Oxford) nach N (Cabuerniga-Rücken, Tithon) vorgebaut. Im Bereich des zukünftigen Biskaya-Grabens hält die Sedimentation mit der Absenkung Schritt. An der Le Danois-Bank vor Asturien werden an der Jura/Kreidegrenze bereits Beckensedimente mit Calpionellen abgelagert, während sich im NE das stark subsidierende Parentis-Becken entwickelt (Biskaya-Aulakogen). Wichtig ist festzuhalten, daß Distensionstektonik diese Sedimentationsphase einleitet und das Kippschollenrelief anlegt, daß sich durch Kreide und Alttertiär bis zur endgültigen Orogenese weiterentwickelt. E-W-gerichtete Strukturen (der paläozoische Cabuerniga- oder Las Caldas-Sattel) konkurrieren schon jetzt mit den dominierenden NW-SE-streichenden Systemen, wobei es zweifellos in starkem Maße zu einer Wiederbelebung variszischer Strukturen gekommen ist.

Tektonische Aktivität im Oberjura bis zur Jura/Kreidegrenze sind an der Peripherie des Nordatlantik (Jansa & Wiedmann 1982), im Mediterrangebiet (Wiedmann et al. 1982c), aber auch in Norddeutschland verbreitet und führen teils zum Zerbrechen der jurassischen Karbonatplattformen, teils zu basinaler Graben/Horst-Tektonik, teils sind sie mit früher Halokinese verknüpft. Dies alles trifft für den basko-kantabrischen Raum nicht zu, wo statt dessen das Rift-Stadium neu belebt wird. Die Bewegungen sind ± zeitgleich mit Stilles „jungkimmerischer" Kompressionsphase.

Dieses 1. Delta-Stadium wird am marokkanischen Kontinentalrand im tieferen Dogger durchlaufen (Wiedmann 1982b, Abb. 9C).

Ostrakoden und Charophyten, aber auch Bryozoen, Mollusken und Cyanophyceen besetzen die Biotope dieses kontinental/marinen Übergangsbereiches und ermöglichen zum Teil vorzügliche Environment-Analysen (Brenner 1976). Diese Vergesellschaftung erweist sich als extrem tolerant und erfährt keinen qualitativen Wandel, weder bei der Entwicklung der „Wealden"-Kleinzyklen, noch beim Übergang zur

5. Karbonatplattform-Phase (Urgon). Sie entspricht dem ebenfalls transgressiven oberen Teil der Megasequenz 1 und hat Apt/Unteralb-Alter. Die Entwicklung von Karbonatplattformen ist an ein komplexes System ökologischer und tektonischer Faktoren gebunden. Damit mag in Zusammenhang stehen, daß sie sich bevorzugt in der Endphase tektonofazieller Megasequenzen bilden. Im basko-kantabrischen Urgon ist zudem die Entwicklung von „unreifen" Plattformtypen – ohne die typischen Riffstrukturen mit hermatypen Gerüstbildnern – zu echten Riffkomplexen, die als Inselplattformen oder Barriere-Riffe in Erscheinung treten, erkennbar.

Damit steht in unmittelbarem Zusammenhang die Evolution spezifischer Flachwasser-Organismen. Während in den „unreifen" Unterapt-Plattformen Dasycladaceen und agglutinierende Großforaminiferen dominieren und rasch evolvieren, sind es in den echten Riffen des Oberapt/Unteralb die Rotalgen mit krustosen und artikulaten Formen.

Grundvoraussetzung für die Entwicklung dieser Phase und ihrer spezifischen Biotope ist eine Beendigung oder doch starke Reduktion der terrigenen Schüttungen der vorangehenden Phase, wie auf der anderen Seite das Einsetzen der 2. Delta-Phase im höheren Alb und die rasch anschließende Maximaltransgression im Cenoman eine Weiterentwicklung der Plattformkarbonate unmöglich machen. Im Gegensatz zu den begrenzenden Delta-Phasen ist die vorliegende Phase durch zunehmende Subsidenz gekennzeichnet, hinter der die Sedimentation jedoch zurückbleibt.

Ein Vergleich mit den ana/homologen (?) Karbonatplattformen am marokkanischen oder angolanischen Schelf läßt

deutliche Unterschiede erkennen, die vor allem im Unvermögen des Biskaya-Schelfs zu sehen sind, eine einheitlich geschlossene Karbonatplattform zu bilden. Dafür stehen am marokkanischen Schelf zwar der gesamte Oberjura (WIEDMANN 1982b, Abb. 9E), am Angola-Schelf jedoch auch nur Apt und Alb zur Verfügung (op. cit., Abb. 8D, 8E). Die Ursache der am Biskaya-Schelf abweichenden Entwicklung mag im Anhalten distensiver Bewegungen zu suchen sein, die immer wieder zu intermittierendem Zerbrechen der Plattformen führten und als deren Folge sich das Kippschollenrelief des Kontinentalrandes immer wieder durchpaust (Abb. 2, 18D).

6. Eine 2. Delta-Phase fällt am basko-kantabrischen Kontinentalrand mit dem unteren Teil der Megasequenz 2 zusammen und beendet im wesentlichen, wie bereits erwähnt, die Entwicklung der Karbonatplattformen. Auch dieser Übergang ist wiederum von starker distensiver Tektonik begleitet, bei der sich erneut der Vergleich mit STILLES „austrischer" Phase aufdrängt. Hier führt sie zu verstärkter Ausdünnung kontinentaler Kruste an den Kontinentalrändern der Biskaya und läßt Verbindungen zum Spreading-Beginn in der Biskaya erkennen. Schließlich ist auch der erste gehäufte Nachweis von Diapirbewegungen auf tektonische Aktivität im Alb zurückzuführen, die überdies auch als Ursache der nun eintretenden Faziesdifferenzierungen (Abb. 16a) gelten muß. Trotz dieser Faziesvielfalt lassen alle Environmentkurven den transgressiven Charakter der Megasequenz 2 erkennen, der in der Maximaltransgression des Cenoman und Turon gipfelt.

Da die Subsidenz im höheren Alb von S nach N abgestuft zunimmt (kontinentale Utrillas-Deltas im S, marine proximale supra-urgone Delta-Fans im Vitoria-Becken, Prodelta-Tone der Biskaya-Synkline bis hin zu Turbiditen der Deva-Synkline im heutigen Küstenbereich), kann mit einem Fortwirken der Kippschollen-Bewegungen gerechnet werden und der Entwicklung selbständiger Halbgräben (Abb. 18E). Aus ihnen gehen schließlich die Synklinen der pyrenäischen Orogenese hervor. Dies wird bestätigt durch das Fortbestehen von post-urgonen Inselplattformen auf den trennenden Kippschollen-Hochs. Auch auf Diapirdächern kommt es erstmals zur Bildung von Riffkarbonaten, deren Formenbestand sich kaum von dem der echten Urgon-Riffe unterscheidet. Die Entwicklung der Dasycladaceen ist weiter rückläufig, während die Rotalgen an Diversität zunehmen, in den Lagunen die capriniden Rudisten und im Riffkern Mg-Kalzit-Sklerospongier neu hinzutreten. Diese werden auch mit Änderungen der Wassertemperatur im höheren Alb in Verbindung gebracht.

Im vom Diapirismus besonders stark beeinflußten Sedimentationsbecken von Altnavarra, am Rande des Ebro-Massivs, setzt die marine Sedimentation im Mittelalb ein und verläuft zunächst analog. Während dieser 2. Delta-Phase hält die Sedimentation im wesentlichen wieder mit der Subsidenz Schritt (Abb. 17), wobei auch die Hochgebiete in den einheitlichen Subsidenztrend einbezogen sind. Der terrigene Input in die Becken ist zum Teil beträchtlich.

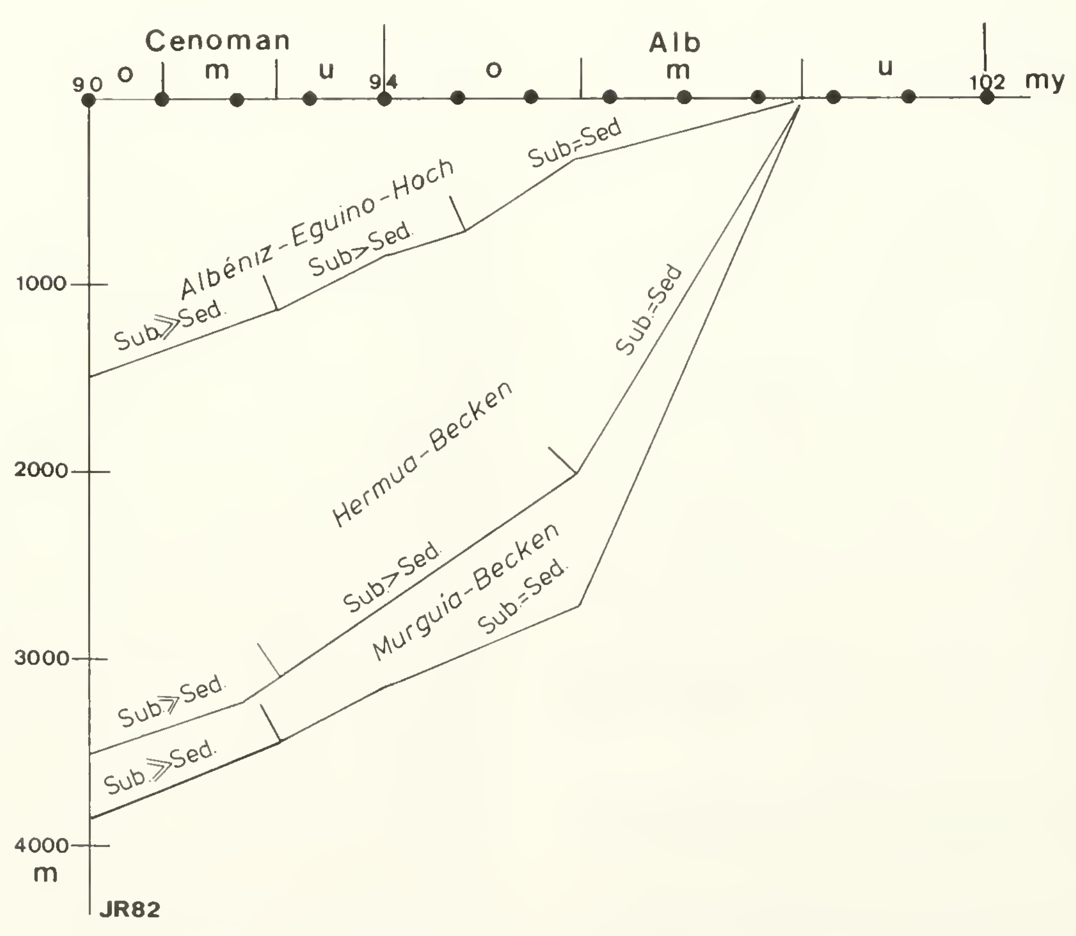


Abb. 17. Subsidenzkurven der Mittelkreidetransgression des Vitoria-Beckens. Subsidenz ≈ Sedimentationsmächtigkeiten (nach REITNER 1982).

7. Erst die folgende Phase der Maximaltransgression führt zu einem völligen faziellen und faunistisch/floristischen Umbruch an der Alb/Cenoman-Grenze. Sie entspricht dem oberen, weiterhin transgressiven Teil der Megasequenz 2. Ihr Charakteristikum ist ein Andauern der Subsidenz, hinter der die Sedimentation nun deutlich zurückbleibt (Abb. 16, 17). Sie fällt mit einem globalen Meeresspiegelanstieg zusammen, der im Turon sein Maximum erreicht (SLITER 1976) und mit verstärkter Bildung ozeanischer Kruste in Verbindung gebracht wird. Hier liegt gleichzeitig auch das Maximum des alkalinen Oberkreide-Magmatismus, der im wesentlichen auf das Biskaya-Synklinorium beschränkt bleibt. Das Biskaya-Schelfmeer greift nun weit auf die Meseta über (WIEDMANN 1975). Dies führt zu einer raschen Abnahme der im Alb noch verbreiteten terrigenen Schüttungen und zu weitgehender Faziesnivellierung und -pelagisierung. Lediglich an den Beckenrändern führt verstärkte Subsidenz zum Einsetzen mächtiger silikoklastischer Schüttungen (Abb. 18F).

Der globale Charakter dieser Phase, mit der der junge Biskaya-Ozean und auch der Südatlantik nun wieder Anschluß an den Entwicklungsablauf im Nordatlantik gewinnen (Tab. 1), führt zu einem ersten drastischen Wandel auch der Organismenwelt. Mit dem endgültigen Ende der urgonen Riff-Sedimentation erlöschen gleichzeitig zahlreiche der bisherigen Flachwasserbesiedler und kehren in vergleichbare Biotope der höheren Oberkreide nicht mehr zurück. Dies gilt ebenso für zahlreiche Rudistengruppen, wie für agglutinie-

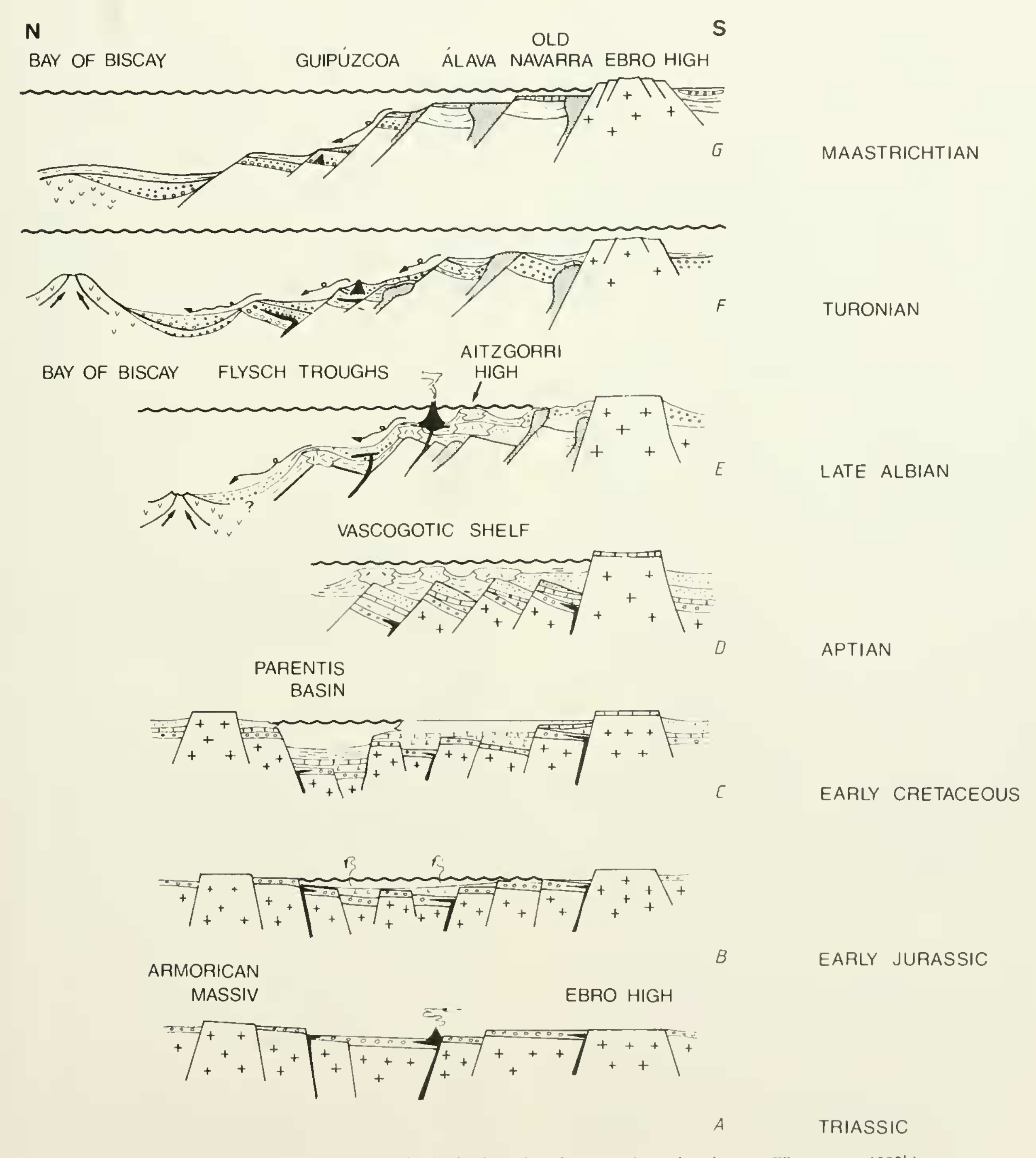


Abb. 18. Entwicklungsphasen des basko-kantabrischen Kontinentalrandes (aus WIEDMANN 1982b).

rende Großforaminiferen (Orbitolinen) oder kalkiges Benthos (Praealveolinen). Demgegenüber setzt im Oberen Alb eine Planktonblüte ein (Foraminiferen, Calcisphären, Coccolithen), die bis ins Oberturon anhält und von einer ebenso raschen Zunahme pelagischer Megafaunen (Ammoniten, Inoceramen) und irregulärer Echiniden *(Micraster)* begleitet ist. Auch Litoralbiotope enthalten reiche Ammonitenfaunen (vor allem pseudoceratitische Nebenformen) und außerdem ein reiches Epi- und Endobenthos (Exogyren, *Hemiaster*, erste Hippuriten).

Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei dieser Phase um ein globales Ereignis, das mit gleichen oder ähnlichen Erscheinungsformen auch vom marokkanischen Schelf, aus dem Südatlantik oder dem alpinen Helvetikum beschrieben werden kann (Tab. 1).

8. Die hierauf folgende regressive Megasequenz 3 (Coniac-Campan) kann als 1. Regressions- und Kompressionsphase bezeichnet werden. Lediglich in den Turbiditbecken im N muß mit einem Gleichbleiben der Wassertiefe gerechnet werden (Abb. 16a). Die Schüttung silikoklastischer Turbidite erreicht nun sogar ihr Maximum. Dies geht mit einem Ausklingen des Biskaya-Spreadings – bei Fortsetzung der Bildung ozeanischer Kruste im zentralen Atlantik – Hand in Hand und außerdem mit ersten kompressiven Bewegungen und beginnender Subduktion am Biskaya-Südschelf und in den Pyrenäen. Eine unmittelbare Folge dieser Bewegungen sind neben lokalen Diskordanzen erneut verstärkte Diapirbewegungen. Maxima an der Turon/Coniac-Grenze und im Campan lassen wiederum an einen Vergleich mit „prägosavischen" und „intragosavischen/subherzynen" Bewegungen denken, die in NW-Deutschland gleichfalls mit Halokinese verknüpft sind. Die 1. Regressionsphase kulminiert im Basko-Kantabrikum in einem Deltavorstoß des höheren Campan in den S' Becken und in erhöhter Faziesdiversität (vgl. auch Abb. 16a). Es besteht auch während dieser Phase völlige Übereinstimmung mit der Entwicklung am marokkanischen Kontinentalrand und im Südatlantik (Wiedmann 1982c; hier Tab. 1).

Gleichzeitig mit dieser 1. Regressionsphase nehmen sowohl Plankton-Häufigkeit als auch Ammoniten-Diversität deutlich ab. Das Aussterben der Ammoniten scheint sogar bereits vorprogrammiert. Auf Basement-Hochs und Diapirdächern im N, aber ebenso auch in den S' Randbereichen beginnen sich erneut Karbonatplattformen zu entwickeln, nun jedoch mit stark verändertem Formenbestand (Austern, orbitoide und lacazinide Großforaminiferen). Auf den Diapiren etablieren sich zum Teil hypersaline Extrembiotope. Hermatype Organismen fehlen weitgehend.

Diapir-Randsenken verlaufen gegenläufig (Abb. 16a) zur Entwicklung regressiver Zyklen mit progradierenden Systemen.

9. Entsprechendes gilt für die letzte marine Megasequenz 4, die hier als 2. Regressions- und Kompressionsphase ausgeschieden wird (Maastricht-Eozän). In Tab. 1 wurde auf eine Unterscheidung verzichtet, da beide Regressionsphasen eine einheitliche Geodynamik und ein ähnliches Erscheinungsbild (Abb. 18G) aufweisen. Bei nachlassender Sedimentzufuhr und mäßiger Subsidenz kommt es auf dem basko-kantabrischen Schelf allerdings zunächst zu einer erneuten schwachen „Transgression" des Maastricht. Sie bringt den S' Beckenteilen eine erneute kurzfristige Faziesdifferenzierung (Abb. 16a), den Flyschtrögen dagegen eine erneute Pelagisierung mit der Sedimentation rein pelagischer planktonreicher Kalke und Mergel. Die Faziesdifferenzierung im S äußert sich in der Bildung kleinerer Bioherme in überwiegend klastischer Grundsedimentation, die aus unterschiedlichen Organismengruppen aufgebaut sind. Der transgressive Puls des basko-kantabrischen Maastricht kann vielleicht mit einem Nachlassen der Subduktion am Kontinentalrand erklärt werden. Der Diapirismus hält weiterhin an und dürfte bei den erneut zunehmenden kompressiven Bewegungen an der Kreide/Tertiär-Grenze (laramisch) und der endgültigen Orogenese zwischen Eozän und Oligozän (pyrenäisch) einen letzten Höhepunkt erreichen. Die Rotfärbung der Paläozänkalke der Deva-Synkline wird mit dem Ausfließen benachbarter Diapire in Verbindung gebracht (Hanisch 1978).

Die weltweit verbreitete Regression an der Kreide/Tertiär-Grenze ist nur im Südteil des basko-kantabrischen Beckens und in den Keltiberischen Ketten deutlich, wo es bereits zur endgültigen Heraushebung kommt. In den N' Synklinen setzt sich dagegen die pelagische Sedimentation ohne erkennbare Zäsur über diese Grenze hinweg fort. Dennoch ist im klassischen Grenzprofil von Zumaya (Prov. Guipúzcoa) der Schnitt in der Entwicklung des Mikro- und Nannoplanktons unvermindert deutlich. Ammoniten und planktonische Foraminiferen zeigen allerdings bereits vor Erreichen dieser kritischen Grenze Zwergwuchs und Anzeichen von Gehäuse-Aberrans, die auf eine äußere Stress-Situation hinweisen.

Im weiteren Verlauf der Megasequenz nimmt – im Paläozän – die Zufuhr silikoklastischer Turbidite vor allem in den externen Becken erneut stark zu. Die mäßige Subsidenzrate wird nun von der verstärkten Sedimentationsrate erheblich übertroffen. Die Sedimentation endet mit der endgültigen Heraushebung des basko-kantabrischen Schelfs im höheren Eozän. Es kann angenommen werden, daß die Entwicklung dieser letzten marinen sedimentären Phase des Basko-Kantabrikums weitgehend von der im Paläozän wieder verstärkt einsetzenden Subduktion am Schelfrand und in den Pyrenäen abhängig ist. Allerdings zeigt der Vergleich mit dem marokkanischen Schelf, daß synchron auch in diesem Bereich die Heraushebung erfolgt, dort jedoch ohne Subduktion (Tab. 1).

Abb. 16a verdeutlicht sehr gut die differenzierte Subsidenz der einzelnen Kippschollen des Kontinentalrandes. Diese Subsidenz nimmt von S (Vitoria-Becken) nach N (Biskaya-Synklinorium, Deva-Synkline) deutlich zu und ist im Becken selbst nicht mehr erfaßbar. Im südlichsten Küstenbereich sind die Oszillationen naturgemäß noch besser ausgeprägt. Auch die Verfälschung des generellen Trends durch Diapirismus (Estella-Becken) wird erkennbar. Das Diagramm läßt damit erkennen, daß erst kombinierte Ozeanbecken/Kontinentalrand-Untersuchungen klare Vorstellungen über die Subsidenzgeschichte beider Gebiete vermitteln. Besonders interessant scheint uns außerdem der Vergleich mit der globalen Kurve relativer Meeresspiegelschwankungen (Vail et al. 1977, 1980; hier Abb. 16b). Hieraus geht hervor, was an der Subsidenzentwicklung des Biskaya-Südrandes „local Noise" ist und was – auf der anderen Seite – globalen Tendenzen und Prozessen entspricht. Globalen Trends entsprechen ganz offensichtlich die transgressiven Tendenzen der Megasequen-

PHASE	NÖRDL. ZENTRALER SÜDATLANTIK	ATLAS-KÜSTENBECKEN	SÜDL. BISKAYA-SCHELF	SÜDL. SUBALPINE KETTEN	ZENTR. HELVETIKUM
8. Finalstadium A. im Ozean: modernes Strömungssystem Bioproduktion Kieselsedimente B. im Küstenbereich: Regressionsstadium starke Vertikalbewegungen Heraushebung Turbidite	Tertiär modernes Strömungssystem Kieselsedimente Maastr. Regression aus Küstenbecken verstärkte Subsidenz Extremtransgression starke Pelagisierung	Miozän Heraushebung Savische Tektonik Oligoz. kontinentale Phase Pyrenäische Tektonik Oberkr. Regressionsphase m. Schillen, Hartgründen	Oligoz. Heraushebung Pyrenäische Tektonik Eozän Hauptregression Oberkr. Rudistenbioherme Diapirismus Turbidite	Oligoz. Heraushebung Pyrenäische Tektonik Eozän Flachwasserkalke Paleoz. limnische Phase Coniac "Subherzynische" Tektonik	Oligoz. Heraushebung Pyrenäische Tektonik Eozän Flachwasserkalke Laramische Tektonik Maastr. Regression m. Grünsanden
7. Hauptsubsidenz Maximaltransgression Pelagisierungsstadium Nivellierungsstadium Strömungssysteme Subsidenz > Sedimentation	Coniac randliche Turbidite anhaltende Subsidenz Cenoman Strömungssysteme m. lokalem Auftrieb u. Schwarzschiefern	Mittelkr. Maximaltransgression Pelagisierung Nivellierung Turbidite lokaler Auftrieb m. Schwarzschiefern u. Kieselsedimenten	Cenoman Maximaltransgression Pelagisierung Nivellierung starke Subsidenz Turbidite Magmatismus	Turon Regression Cenoman transgressiver Impuls	Cen./Tur. Transgression verstärkte Subsidenz Pelagisierung Nivellierung
6. 2. Subsidenzstadium Plattform-Zerfall Atollphase Kondensationsphase 2. Deltaphase	Alb ?"Austrische" Tektonik beginnende Halokinese verstärkte Subsidenz randliche Turbidite zentrale Pelagisierung	Apt/Alb einsetzende Transgression Kondensation Schille 2. Deltaphase	Alb Spreading + Subsidenz 2. Deltaphase Atollphase Turbidite Magmatismus Halokinese	Alb Kondensation Apt und Grünsande regressiver Impuls m. Stromatolithen Unterkr. Transgression Schelfsedimentation	Alb Kondensation Oberapt und Grünsande regressiver Impuls m. Verkarstung
5. 1. Subsidenzstadium/ Schelfstadium Karbonatplattform	Karbonatplattformen Schelfentwicklung	Unterkr. beginnende Halokinese "Jungkimmerische" Tektonik Oberjura Karbonatplattform, Schelf	Apt Karbonatplattform (Urgon)	Oberjura Karbonatplattformen beendet m. Regression d. Tithon/Berrias (Riffe, Lagunen)	Unterapt Karbonatplattformen (Urgon) Unterkr. Transgression
4. 1. Deltastadium		Callov. Transgression Mitteljura 1. Deltaphase 1. Riffbildung Driftbeginn 1. marine Sedimente	Unterstkr. 1. Deltaphase ("Wealden") "Jungkimmerische" Tekt. Oberjura Regression		Oberjura Karbonatplattformen U/M-Jura Epikontinentalphase
3. Euxinische Schwarzschiefer	Oberapt euxin. Schwarzschiefer Driftbeginn			Mittel/Unterjura Epikontinentalphase	Obertrias frühes Deltastadium
2. Evaporitstadium 1. marine Sedimente	Unterapt Evaporite frühe Deltas	Unterjura Evaporite alkaliner Vulkanismus "Altkimmerische" Tektonik	Mitteljura Epikontinentalphase Unterjura Evaporite Obertrias	Trias Evaporite	Mitteltrias marine Karbonate ? Evaporite
1. Grabenstadium frühes Rifting Redbed-Sedimentation alkaliner Vulkanismus	Unterstkreide Riftstadium limnische Sedimente Grabenstadium m. kontinentalen Sedimenten Oberjura alkaliner Vulkanismus	Trias Riftstadium Redbeds alkaliner Vulkanismus "Pfälzische" Tektonik Perm Beginn Grabenbildung	Permotrias Riftstadium Grabenstadium Redbeds alkaliner Vulkanismus	Perm Grabenstadium Redbeds	Untertrias - Perm Grabenstadium Redbeds

Tabelle 1. Vergleich der Subsidenzphasen des nördlichen Südatlantiks, des Atlas-Küstenbeckens, des südlichen Biskaya-Schelfs, der südlichen Subalpinen-Ketten und des zentralen Helvetikum (aus WIEDMANN 1982b).

zen 1 und 2, d. h. präziser, die Urgon- und die Maximaltransgression der Mittelkreide. Nicht befolgt werden dagegen von der basko-kantabrischen Entwicklung die globalen regressiven Phasen im höchsten Berrias, im Apt und im Turon. Ebenfalls unabhängig verläuft die am Südrand der Biskaya bereits ab Coniac – also in den Megasequenzen 3 und 4 – deutlich regressive Entwicklung, die dann zur vollständigen Heraushebung und Auffaltung an der Eozän/Oligozän-Grenze führt. Während im hier nicht erfaßten südlichen Litoralgebiet des basko-kantabrischen Beckens diese Heraushebung bereits früher, an der Kreide/Tertiär-Grenze erfolgt und damit der globalen Kurve (Abb. 16b) vollständig entspricht, ist diese Entwicklung in den nördlichen Teilbecken nicht einmal als Trend erkennbar.

In Abb. 18 sind noch einmal die Hauptphasen der Subsidenzentwicklung am Biskaya-Südrand stark vereinfacht zur Darstellung gebracht. Tab. 1 stellt dagegen den Versuch dar, die im vorliegenden Beitrag beschriebenen Subsidenzphasen des basko-kantabrischen Beckens und Kontinentalrandes mit anderen mesozoischen und insbesondere kretazischen Kontinentalrändern zu vergleichen. Dabei wird vor allem auf die Unterschiede der Entwicklungstempi abgehoben, die vor allem beim Vergleich zwischen Nord- und Südatlantik deutlich sind, zwischen denen die Biskaya in mancher Hinsicht vermittelt. Zwar beginnt hier das frühe Rifting gemeinsam mit dem Nordatlantik im Perm, setzt sich dann aber erst wieder ± zeitgleich mit der Anlage des Südatlantik im obersten Jura fort. Mit der globalen Mittelkreide-Transgression haben trotzdem alle drei Ozeane den gleichen Entwicklungs- oder „Reife"-grad mit unserer Phase der Maximaltransgression erreicht. Vergleiche zur Beckenentwicklung der alpinen Tröge drängen sich auf, sollen aber hier zunächst nur zur Diskussion gestellt werden. Vergleiche mit älteren Orogenzonen und jüngeren Grabensystemen liegen auf der Hand, sind aber nicht mehr Gegenstand der vorliegenden Betrachtung (vgl. Wiedmann et al. 1982c).

LITERATUR

Aguilar Tomas, M. J. (1971): Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. – Estud. geol., **27:** 325–334; Madrid.

Allemann, F.; Grün, W. & Wiedmann, J. (1975): The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the Subbetic Zone of Spain and its importance for defining this Stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. – Mém. B.R.G.M., **86**, Colloque sur la Limite Jurassique-Crétacé, Lyon, Neuchâtel Septembre 1973, 14–22; Paris.

Alvarez, W., Arthur, M. A., Fischer, A. G., Lowrie, W., Napoleone, G., Premoli-Silva, I. & Roggenthen, W. M. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Type selection for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. – Geol. Soc. America Bull., **88:** 383–389; Boulder, Col.

Blank, R. (1983): Stratigraphie und Entwicklung der Oberkreide im Westteil des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, Spanien). – Unveröff. Dipl.-Arb., 106 S., Tübingen.

Boillot, G. (1981): De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées. – Bull. B.R.G.M., 2. Ser., Sect. I, **1980/81:** 93–101; Orléans.

— — & Dupeuble, P. A. & Malod, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off Northern Spain. – Mar. Geol., **32:** 53–70; Amsterdam.

— — & Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J. & Torrent, G. (1980): Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. – Earth Planet. Sci. Lett., **48:** 23–34; Amsterdam.

Bott, M. H. P. (1980): Problems of passive margins from the viewpoint of the geodynamics project: A review. In: Kent, P., Laughton, A. S., Roberts, D. G. & Jones, E. J. W. (Hrsg.), The Evolution of Passive Continental Margins in the Light of Recent Deep Drilling Results, Philos. Trans. r. Soc. London, (A) **294:** 5–16; London.

Brenner, P. (1972): Levantamiento geológico en los alrededores de Ramales de la Victoria (Santander, Vizcaya). – Estud. geol., **28:** 429–443; Madrid.

— — (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). – Palaeontographica, A, **152:** 113–201; Stuttgart.

— — & Wiedmann, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del «Weald» celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. – Actas 1er Symposium Cretácico Cordillera Ibérica, Cuenca 1974: 123–134; Cuenca.

Brinkmann, R. & Lögters, H. (1967): Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes. – Beih. geol. Jb., **66:** 1–20; Hannover.

Carey, S. W. (1958): The tectonic approach to continental drift. In: Continental Drift Symposium, University of Tasmania, 177–354; Hobart, Tasmanien.

Carreras Suarez, F. J., Ramirez del Pozo, J. & Aguilar Tomas, M. J. (1978): Mapa geológico de España, Escala 1:50000, Hoja 139 (Eulate), Explicaciones. 36 S., Madrid (IGME).

Choukroune, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. – Mém. Soc. géol. Fr., N.S., **127:** 1–11; Paris.

— — & LePichon, X., Seguret, M. & Sibuet, J.-C. (1973): Bay of Biscay and Pyrenees. – Earth Planet. Sci. Lett., **18:** 109–118; Amsterdam.

Dahm, H. (1966): Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien). – Beih. Geol. Jb., **44:** 13–54; Hannover.

Daignieres, M., Gallart, J. & Hirn, A. (1981): Etude sismique des Pyrénées. Apport à la géodynamique. – Bull. B.R.G.M., 2. Sér., Sect. I, **1980/81:** 83–92; Orléans.

Dietz, R. S. (1952): Geomorphic evolution of continental terrace (continental shelf and slope). – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **36:** 1802–1819; Tulsa/Okla.

Durand Delga, M. (1973): Les Calpionelles du Golfe de Gascogne, témoigne de l'ouverture de l'Atlantique-Nord. – Bull. Soc. géol. France, (7) **15:** 22–24, Paris.

Feuillee, P. (1967): Le Cénomanien des Pyrenées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. – Mém. Soc. géol. Fr., N.S., **108:** 1–343; Paris.

— — (1971): Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien Pyrénéo-Cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaire. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **9:** 277–311; Amsterdam.

Frisch, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60:** 121–139; Amsterdam.

Garcia Mondejar, J. (1979): Successions paléogéographiques du complexe urgonien dans le SW de la région Basco-Cantatabrique (Nord de l'Espagne). – Géobios, Mém. spéc., **3:** 71–78; Lyon.

Giese, P. & Reuther, K.-J. (1978): Crustal and structural features of the margins of the Adria microplate. In: Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (Hrsg.), Alps Apennines Hellenides, 565–588; Stuttgart (Schweizerbart).

Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B. J., Mauffret, A., Miles, P. R. & Roberts, D. B. (1982): Western extension of

the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model. – Mar. Geol., **45**: 63–77; Amsterdam.

HANISCH, J. (1978): A "Sigsbee Knoll" in Early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents. – AAPG Bull., **62**: 2232–2242; Tulsa/Okla.

HART, M. B. & BAILEY, H. W. (1979): The distribution of planctonic foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW-Europe. In: WIEDMANN, J. (Hrsg.), Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**: 527–542; Stuttgart (Schweizerbart).

HERM, D. (1965): Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien). – Z. dt. geol. Ges., **115**: 277–348; Hannover.

JANSA, L. F. & WIEDMANN, J. (1982): Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and the northwest African continental margin: A comparison. In: RAD, U. VON et al. (Hrsg.), Geology of the Northwest African Continental Margin, 215–269; Berlin etc. (Springer).

KIND, H.-D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). – Beih. geol. Jb., **66**: 127–174; Hannover.

KRISTOFFERSEN, Y. (1978): Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. – Earth Planet. Sci. Lett., **38**: 273–290; Amsterdam.

KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHÖLLNBERGER, W. & VLIET, A. VAN (1975): Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiare près de San Sebastian (Province de Guipúzcoa, España). – 9e Congr. Int. Sed. Nice, Exc. **23**: A–B, 1–75; Nizza.

KRUMSIEK, K. (1982): Cretaceous Magnetic Stratigraphy of Southwest Morocco. In: RAD, U. VON, HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (Hrsg.), Geology of the Northwest African Continental Margin, 475–493; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

LAMOLDA, M., RODRIGUEZ-LAZARO, J. & WIEDMANN, J. (1981): Field Guide: Excursions to Coniacian-Maastrichtian of Basque-Cantabric Basin. – Publ. Geol. Univ. autón. Barcelona, **14**: 53 S.; Barcelona-Bellaterra.

LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. & SIBUET, J.-C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2, VI. 11-1-VI. 11–44; Paris (Technip).

LOTZE, F. (1955): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 814–822; Hannover.

— — (1960): Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1960**: 132–144; Stuttgart.

MANGIN, J. P. (1960): Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon. – Pirineos, **51–58**, 631 S.; Zaragoza.

MASCLE, J. (1977): Le Golfe de Guinée (Atlantique Sud): Un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. – Mém. Soc. géol. Fr., N. S., **128**: 5–99; Paris.

MIR, L. J., GOMEZ, J. E. & SUSAN, V. R. (1971): Estudio geológico de la Provincia de Guipúzcoa. – Mem. Inst. Geol. Min. España, **79**: 1–130; Madrid.

MONTADERT, L., ROBERTS, D. G., DECHARPAL, O. & GUENNOC, P. (1979a): Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In: MONTADERT, L. & ROBERTS, D. G. (Hrsg.), Init. Repts. DSDP, **48**: 1025–1060; Washington, D. C.

— — & DECHARPAL, O., ROBERTS, D., GUENNOC, P. & SIBUET, J.-C. (1979b): Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes. In: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W. B. F. (Hrsg.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, Maurice Ewing Ser., **3**: 154–186; Washington, D. C.

NAYLOR, D. & SHANNON, P. M. (1982): The geology of offshore Ireland and West Britain. 161 S., London (Graham & Trotman).

PASCAL, A. (1976): Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **18**: 1005–1008; Paris.

— — (1982): Evolution des systèmes biosédimentaires urgoniens en Espagne du Nord. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 77–86; Stuttgart.

PEYBERNES, B. (1978): Dans les Pyrenees la paléogeographie antécénomanienne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusiers centaines de kilomètres le long de la «faille nord-pyrénéenne» des auteurs. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **20**: 701–709; Paris.

— — (1979): L'Urgonien des Pyrénées; Essai de Synthèse. – Géobios, Mém. spéc., **3**: 79–87; Lyon.

PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien). – Beih. geol. Jb., **66**: 21–62; Hannover.

PIPER, D. J. W. (1978): Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Hrsg.), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, 163–176; Stroudsburg, Pennsylv. (Drowden; Hutchinson & Ross).

PLAZIAT, J.-C. (1981): Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of the Southwest Europe. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **36**: 263–320; Amsterdam.

POAG, C. W. (1972): Shelf-edge submarine banks in the Gulf of Mexico: Paleoecology and biostratigraphy. – Transact. Gulf Coast Assoc. Geol., 22nd Ann. Congr.: 267–281.

PUJALTE, V. (1981): Sedimentary succession and paleoenvironment within a fault-controlled basin: The "Wealden" of the Santander area, Northern Spain. – Sed. Geol., **28**: 293–325; Amsterdam.

RAABE, H. (1965): Die irregulären Echiniden aus dem Cenoman und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien) in ihrer stratigraphischen Stellung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **121**: 95–110; Stuttgart.

— — (1966): Die irregulären Echiniden aus dem Cenoman und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127**: 82–126; Stuttgart.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. – Mem. Inst. Geol. Min. España, **78**: 1–357; Madrid.

RAT, P. (1959): Les pays crétacé basco-cantabrique (Espagne). – Publ. Univ. Dijon, **18**: 1–525; Dijon.

— — (1962): Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). – Bull. Soc. géol. France, (7) **4** (1): 1–12; Paris.

— — (1963): A propos du Wealdien cantabrique: transgressions et régressions marines climatiques. – C. R. Acad. Sci. Paris, (D) **256**, 455–457; Paris.

— — (1982): Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 32–45; Stuttgart.

— — & PASCAL, A. (1979): De l'étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens. – Géobios, Mém. spéc. **3**: 385–399; Lyon.

REITNER, J. (1980): Fazies, Bau und Stratigraphie der Riffkalk-Zone (Mittel-Oberalb) im Raum Araya-Alsasua (Provinz Alava/Navarra, Nordspanien) und ein Vergleich mit dem Caniego-Riffkalk (Oberalb) bei Villasana de Mena (Provinz Burgos, Nordspanien). – Unpubl. Dipl. Arb., Univ. Tübingen, 127 S.; Tübingen.

— — (1982): Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 87–101; Stuttgart.

— — & WIEDMANN, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 60–76; Stuttgart.

REZAK, R. (1977): West Flower Garden Bank, Gulf of Mexico. – Stud. Geol., **4**: 27–35; Tulsa.

RICATEAU, R. & VILLEMIN, J. (1973): Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon souspyrénéen en Aquitaine méridionale. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **15**: 30–39; Paris.

RICHTER, D. (1965): Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung im Flysch der baskischen Pyrenäen. – Geol. Mitt., **4**: 153–210; Aachen.

RIES, A. C. (1978): The opening of the Bay of Biscay – A Review. – Earth-Sci. Rev., **14**: 35–63; Amsterdam.

RODRIGO, B. G. & ALVAREZ, J. M. F. (1972): Estudio geológico de la Provincia de Alava. – Mem. Inst. Geol. Min. España, **83**: 1–198; Madrid.

SAEFTEL, H. (1960): Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 684–711; Hannover.

SCHROEDER, R. (1980): Le calcaire de Caniego: temoin d'une montée du diapir de Valle de Mena (Prov. Burgos, Espagne) dans l'Albien superieur. – Cuad. Geol Ibér., 5: 221–225; Madrid.

SCHWENTKE, W. (1983): Die fazielle Entwicklung im Estella-Becken während der Oberkreide (Prov. Alava, Navarra; Nordspanien). Unveröff. Diplomarbeit, 132 S.; Tübingen.

SIBUET, J.-C. & RYAN, W. B. F. (1979): Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. In: SIBUET, J.-C. & RYAN, W. B. F. (Hrsg.), Init. Repts. DSDP, 47/II: 761–775; Washington, D. C.

SLITER, W. V. (1976): Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, Leg. 36, Deep Sea Drilling Project. In: BARKER, P. F., DALZIEL, I. W. D. et al., Initial Reports DSDP, 36: 519–545; Washington, D. C.

STACKELBERG, U. VON (1967): Der Diapir von Murguia (Nordspanien). – Beih. geol. Jb., 66: 63–94; Hannover.

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger).

TISCHER, G. (1967): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). – Beih. geol. Jb., 44 (1965): 123–164; Hannover.

TRUSHEIM, F. (1957): Über die Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., 109: 111–151; Hannover.

VAIL, P. R. et al. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Mem., 26: 49–212; Tulsa, Okla.

— — & MITCHUM jr., R. M., SHIPLEY, T. H. & BUFFLER, R. T. (1980): Unconformities of the North Atlantic. – Phil. Trans. r. Soc. London, A 294: 137–155; London.

VANDENBERG, J. (1980): New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula. – Geol. Mijnbouw, 59: 49–60; Amsterdam.

VLIET, A. VAN (1978): Early Tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, Northern Spain. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Hrsg.), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, 190–209; Stroudsberg, Pennsylv. (Drowden, Hutchinson & Ross).

VOORT, H. B. (1964): Zum Flyschproblem in den Westpyrenäen. – Geol. Rdsch., 53: 220–233; Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1960): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. – C. R. 84e Congrès Soc. Savantes Paris et Départm., Dijon 1959, Sect. Sciences, Sous-sec. Géol., 709–764; Paris.

— — (1962a): Contribution à la Paléogéographie du Crétacé vascogotique et celtibérique septentrional (Espagne). – Livre Mém. Prof. P. FALLOT, 1: 351–366; Paris.

— — (1962b): Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. – Paleontographica, (A) 118: 119–237; Stuttgart.

— — (1964): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. – Estud. geol., 20: 107–148; Madrid.

— — (1965): Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique. – Mém. B.R.G.M., 34: 819–823; Paris.

— — (1969): The heteromorphs and ammonoid extinction. – Biol. Rev.; 44 (4): 563–602; Cambridge.

— — (1975): Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. – Actas Ier Symposium Cretácico Cordillera Ibérica, Cuenca 1974, 135–153; Cuenca.

— — (1976): Geo- und hydrodynamische Prozesse im Schelfbereich in ihrer Auswirkung auf mesozoische Fossil-Vergesellschaftungen. – Zbl. Geol. Paläont. II, 1976: 424–439; Stuttgart.

— — (1980a): Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). – Cuadernos Geol. ibér., 5: 125–240, Madrid.

— — (1980b): Paläogeographie und Stratigraphie im Grenzbereich Jura/Kreide Südamerikas. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 51: 27–61; Münster i. W.

— — (1982a): Subsidenzgeschichte und Faunenverschiebungen an einem passiven Kontinentalrand: Das nordspanische Kreidebecken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 164: 259–264; Stuttgart.

— — (1982b): Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165: 5–31; Stuttgart.

— — & KAUFFMAN, E. G. (1978): Mid-Cretaceous Biostratigraphy of Northern Spain. – Ann. Mus. nat. Nice, 4 (1976); iii1–iii22; Nice.

— — & BUTT, A. & EINSELE, G. (1978): Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. – Geol. Rdsch., 67: 454–508; Stuttgart.

— — & BUTT, A. & EINSELE, G. (1982): Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. In: VON RAD, U. et al. (Hrsg.), Geology of the NW-African Continental Margin, 366–395; Berlin etc. (Springer).

— — & KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.) (1982b): Subsidenz-Entwicklung im Kantabrischen Variszikum und an passiven Kontinentalrändern der Kreide. Teil 2. Kreide. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165: 1–183; Stuttgart.

— — & BERGNER, H. D. & LABUDE, CH. (1982c): Becken-Evolution und jungkimmerische Bewegungen an der Jura/-Kreide-Grenze Marokkos. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165: 46–59; Stuttgart.

WILLIAMS, C. A. (1975): Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. – Earth Planet. Sci. Lett., 24: 440–456; Amsterdam.

WINNOCK, E. (1971): Géologie succincte du bassin d'Aquitaine (Contribution à l'histoire du golfe de Gascogne). In: DEBYSER, J.; LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (Hrsg.), Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 1: iv. 1-1–iv. 1-30; Paris (Technip).

— — (1973): Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) 15: 5–12; Paris.